

Trabajo de fin de grado

**Simulación de tsunamis: una mirada al
maremoto de Lisboa 1755**

Miguel Molinos Pérez

Escuela Superior de Ingenieros
Universidad de Sevilla
Departamento Ing. Aeroespacial y Mecánica de Fluidos
Tutor: José María Lopez-Herrera Sánchez

Índice general

Capítulos	Página
Lista de figuras	5
Lista de tablas	6
1. Introducción	8
2. Contexto y datos históricos	11
2.1. Relatos históricos de los daños del tsunami	13
2.2. Análisis de los datos históricos	15
3. La geología	20
3.1. Introducción	20
3.1.1. Caracterización del Golfo de Cádiz	20
3.1.2. Parámetros característicos de una falla	26
3.2. La geofísica tras el tsunami de Lisboa de 1755	28
3.2.1. Determinación del parámetro rake (λ)	28
3.2.2. Determinación de la inclinación de la falla (δ)	29
3.2.3. Determinación de la longitud, el ancho de la falla y el máximo deslizamiento	30
3.2.4. Parámetros de falla empleados para la simulación del Tsunami de Lisboa de 1755	31
3.3. Desplazamiento del terreno asociado a fractura de falla. El modelo de Okada	31
4. La fluidodinámica	35
4.1. Variables del modelo	35
4.2. Las ecuaciones <i>Shallow water</i>	36
4.3. Extensión de las ecuaciones <i>Shallow water</i> a coordenadas curvilíneas . .	38
5. El modelo numérico	40
5.1. Discretización espacial y temporal	41
5.2. Mallado adaptativo ("quadtree-adaptive model")	43
5.3. Reconstrucción del terreno	45

6. Análisis de resultados	48
6.1. Comparación entre las fuentes	48
6.1.1. Análisis global del continente europeo	49
6.1.2. Análisis global del continente americano	55
6.2. Sensibilidad del resultado a la batimetría	58
6.3. Sensibilidad del resultado al mallado (análisis de sensibilidad)	62
6.4. Afección del tsunami en zonas de interés. Análisis de riesgos	66
6.4.1. Afección del tsunami en el Golfo de Cádiz	66
6.4.2. Afección del tsunami en la costa de Portugal	72
6.4.3. Afección del tsunami en las islas Canarias	82
6.4.4. Afección del tsunami en la costa de Marruecos	82
7. Conclusiones	90

Índice de figuras

1.1. Imágenes de tsunamis actuales	8
2.1. Grabado anónimo de la destrucción de Lisboa	12
2.2. Grabado anónimo de la situación antes y después del tsunami	14
3.1. Modelo falla	20
3.2. Zonificación del Golfo de Cádiz	21
3.3. Fuentes posibles para el terremoto de Lisboa	22
3.4. Comparación entre las posibles fuentes del tsunami	26
3.5. Determinación del parámetro strike	27
3.6. Parámetros de falla	27
3.7. Clasificación fallas según el modo de deslizamiento	29
3.8. Correlaciones de Manighetti	31
3.9. Deformación vertical según Okada (Matlab)	33
3.10. Deformación vertical según Okada (Gerris)	34
4.1. Variables del modelo	35
4.2. Coordenadas esféricas	38
5.1. Esquema 1-D de Audesse	42
5.2. Esquema <i>quadtrees</i>	44
5.3. Ejemplo práctico del mallado adaptativo	45
5.4. Evolución del mallado en la península ibérica	46
5.5. Reconstrucción de la batimetría	47
6.1. Imagen aérea de la localización de las fuentes	49
6.2. Gráfico de ola máxima en el Atlántico	50
6.3. Gráfico de ola máxima en la costa de Europa	51
6.4. Isolíneas de tiempo para la costa europea e islas cercanas	53
6.5. Batimetría de la zona del tsunami	54
6.6. Influencia de la batimetría cercana al evento	55
6.7. Análisis de propagación y altura de ola máxima obtenidos en en Gran Breña	56
6.8. Análisis gráfico de resultados en la costa de Brasil	57

6.9. Análisis gráfico de resultados en la costa de Estados Unidos	59
6.10. Sensibilidad a la batimetría en Lisboa	60
6.11. Sensibilidad a la batimetría en Huelva	60
6.12. Sensibilidad a la batimetría en El-Jaida	61
6.13. Sensibilidad a la batimetría en Madeira	61
6.14. Sensibilidad a la batimetría en Las Palmas	62
6.15. Sensibilidad a la batimetría en Cádiz	62
6.16. Sensibilidad al mallado en Cádiz	64
6.17. Sensibilidad al mallado en Las Palmas	65
6.18. Sensibilidad al mallado en El-Jaida	65
6.19. Análisis gráfico de resultados en el Golfo de Cádiz.	67
6.20. Propagación y mallado del tsunami en el Golfo de Cádiz	68
6.21. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Cádiz.	70
6.22. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Huelva.	71
6.23. Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables del Golfo de Cádiz.	73
6.24. Proceso de disipación de energía por el efecto del estrecho de Gibraltar	74
6.25. Altura de ola máxima en el estrecho	75
6.26. Llegada del tsunami a Ceuta	75
6.27. Altura de ola máxima en Lisboa	76
6.28. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Lisboa.	77
6.29. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Oeiras.	78
6.30. Llegada del tsunami a San Vicente	79
6.31. Propagación y mallado del tsunami en la costa portuguesa de Lisboa	80
6.32. Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables de ciudades portuguesas.	81
6.33. Análisis gráfico de resultados en las Islas Canarias.	83
6.34. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Las Palmas.	84
6.35. Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables de las Islas Canarias.	85
6.36. Altura de ola máxima en la costa marroquí	86
6.37. Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables de la costa noroeste de Marruecos.	87
6.38. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en El-Jaida.	88
6.39. Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Tanger.	89
7.1. Figura comparativa de los resultados obtenidos con los datos históricos	91

Índice de tablas

2.1.	Daños históricos en el Caribe, Irlanda, España y Marruecos	16
2.2.	Daños históricos en Portugal	17
2.3.	Sinopsis de los documentos y parámetro de fiabilidad	18
2.4.	Tiempos de llegada del tsunami a distintos puntos del atlántico según las fuentes recopiladas por (M.A.Baptista <i>et al.</i> (1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor).	19
3.1.	Informes de Run-up	24
3.2.	Tiempos históricos de llegada del tsunami	25
3.3.	Parámetros geofísicos propuestos para el tsunami de Lisboa	32
3.4.	Parámetros geofísicos empleados en la simulación	32
6.1.	Tabla de mallado para un nivel máximo de 15	64

Capítulo 1

Introducción

La palabra tsunami procede del japonés

Ola gigantesca producida por un maremoto o una erupción volcánica en el fondo del mar.

Se trata de un evento muy destructivo asociado a zonas costeras con elevada sismicidad como pueden ser Perú, Japón, o la zona de Indonesia. En la memoria reciente, los tsunamis más destructivos son sin lugar a duda el tsunami del océano Índico (2004) y el tsunami de Tohoku (Japón, 2011), ver figura 1.1. En el caso de Japón, al contrario que otros eventos de esta clase registrados con anterioridad, se cuenta con una abundante telemetría gracias a la gran cantidad de boyas dispuestas entorno al país nipón. Esta información ha permitido calibrar y/o validar los modelos numéricos existentes, cosa que anteriormente no ha sido posible al menos de manera directa.

La mayoría de los tsunamis tienen su causa en grandes terremotos en el fondo oceánico cuando grandes masas de tierra son forzadas a moverse entre ellas acumulado energía de deformación elástica que al liberarse súbitamente provocan un movimiento en la superficie del océano que da lugar al tsunami.



Figura 1.1: Imagen del tsunami de Tohoku (Japón) y del océano Índico

Deslizamientos de tierra submarinos también pueden causar un tsunami y de la misma forma grandes masas de tierra de la superficie pueden deslizarse al océano. Estos deslizamientos tienen como factor detonante la gravedad y la existencia de un plano inclinado, ya que el rozamiento interno de estos materiales no es lo suficientemente fuerte como para vencer a la fuerza peso. En este caso el tsunami no se limita a los océanos, si no que puede darse también en aguas interiores, esto preocupa al gobierno Suizo el cual vigila la existencia de una ladera inestable en el lago Lemán¹.

Los tsunamis originados por actividad volcánica son menos frecuentes, pero pueden ocurrir de varias maneras:

- Si un volcán submarino erupciona, la lava caliente puede vaporizar rápida y explosivamente el agua inmediatamente cercana.
- Una gran lengua de lava puede verterse en el mar.
- El súbito colapso de un volcán submarino o de una isla volcánica (ej.: Karakatoa) puede generar un movimiento importante de tierras.

Finalmente una manera menos probable es el impacto de un gran meteorito sobre la superficie marina que desencadene un tsunami.

Predecir con anterioridad la llegada de un tsunami a la costa exclusivamente por parte de la población es prácticamente imposible ya que este se desplaza a gran velocidad (aproximadamente a 800 km/h) y cuando sus efectos en la cercanía de la costa son apreciables, ya suele ser demasiado tarde para una correcta evacuación de la población costera.

Existe una gran confusión acerca de las diferencias entre las olas que frecuentemente azotan nuestros puertos y rompeolas y un tsunami. Las primeras son generadas por la acción del viento sobre la lámina libre del mar, el tamaño de estas olas depende del *fetch*² que las genera. Generalmente en estos casos la longitud de onda se encuentra en un rango de entre 1 y como mucho 300 m. La velocidad de propagación de estas olas es generalmente de unos pocos kilómetros por hora y en casos excepcionales de 100 kilómetros por hora.

Sin embargo, los tsunamis tienen su origen en los mecanismos mencionados anteriormente. La magnitud de la perturbación que los provoca es el principal factor de influencia de la propia magnitud de la onda del tsunami. La amplitud de la onda en mar abierto de un tsunami es relativamente pequeña con valores normalmente menores de uno y dos metros, sin embargo la longitud de onda es mucho mayor que el caso de una ola normal alcanzado longitudes de varios kilómetros. La consideración de aguas someras se revela

¹ El lago Lemán, también conocido como el lago de Ginebra (en francés: Lac Léman o Lac de Genève), es el mayor lago de Europa Occidental. Se encuentra situado al norte de los Alpes, entre Francia (orilla sur) y Suiza (orilla norte incluyendo los extremos occidental y oriental).

² Longitud rectilínea máxima de una gran masa de agua superficial de mares u océanos que es uniformemente afectada en dirección y fuerza del viento, generando a su vez un determinado tipo de oleaje. La longitud de fetch se expresa en millas náuticas, grados de latitud o kilómetros y se mide de manera paralela a la dirección del viento.

como adecuada para el estudio de tsunamis, en este límite la celeridad de la onda depende de la profundidad de las aguas por las que este viajando ($C = \sqrt{gh}$) llegando a alcanzar velocidades de 800 km/h.

Por otro lado, en la costa de los países de Europa, la cual no es una zona con una gran sismicidad como la de los países mencionados anteriormente, este tipo de eventos no es tan frecuente, lo cual no da a entender que no exista un riesgo de tsunami en sus costas, más aun, la catástrofe natural más importante que ha sufrido el continente europeo ha sido debido a un tsunami, el tsunami de Lisboa de 1755 el cual es estudiado en el presente trabajo de fin de grado.

Sin embargo, a raíz de los recientes tsunamis mencionados anteriormente y su gran impacto mediático se ha conseguido al menos concienciar a la población a cerca de esta clase de eventos, y se han creado portales públicos de alerta de llegada de tsunamis. El más importante es el DEWS³, un programa en el que el principal socio es una empresa privada española, ATOS, junto con otros socios como el GFZ (Alemania), el GNS (Nueva Zelanda) y otros muchos. Por otro lado el Instituto Geográfico Nacional (IGN) ha creado recientemente un sistema de alerta de tsunamis que sirve para prever la llegada de estos eventos a la costa a raíz de un terremoto con epicentro en el mar y avisar a protección costera para que inicie un plan de evacuación.

El objeto de este trabajo es pues analizar lo ocurrido durante el tsunami de Lisboa de 1755, cuales fueron las posibles zonas más afectadas, calcular los tiempos de llegada del tsunami a las zonas costeras del atlántico y de esta manera tener datos disponibles de zonas de potencial peligrosidad en caso de que se repitiese este evento.

³*Distant Early Warning System*

Capítulo 2

Contexto y datos históricos

A las 9:40 de la mañana del día 1 de Noviembre de 1755, día de todos los Santos, Lisboa (Portugal) fue sacudida por un terremoto el cual destruyó prácticamente toda la ciudad y se sintió en toda Europa occidental. Este terremoto provocó un tsunami que afectó mayoritariamente a las costas de la Península Ibérica y noroeste de Marruecos, y fue observado por toda la costa norte del Océano Atlántico. Las dimensiones catastróficas del fenómeno tuvieron un tremendo impacto en la ciudad de Lisboa y en muchas otras ciudades de la costa de Portugal, España y Marruecos, como señal (M.A.Baptista *et al.*(1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor). El evento tuvo una enorme repercusión entre los prohombres de la época, que dejaron una gran cantidad de literatura y documentos al respecto de todo tipo, desde grabados como los reflejados en 2.1 y 2.2, hasta cartas, reportes,... Esta catástrofe dejó una importante huella en el pensamiento europeo. Se discutió intensamente si el terremoto tenía su fuente en un evento natural o bien si era alguna clase de castigo divino. La iglesia lo interpretó como un acto divino y anunció catástrofes mayores en el futuro como castigo.

Tras lo ocurrido, se pusieron en marcha intensas labores de reconstrucción y rehabilitación encabezadas por el Marqués de Pombal, secretario de estado en tiempos del rey José I, junto con labores de búsqueda y rescate. Sin embargo, Pombal no se limitó a las labores de reconstrucción, también ideó un cuestionario a modo de encuesta que se repartió por las parroquias para que los feligreses relatasen lo ocurrido. Esta encuesta contenía una serie de cuestiones de índole científica, a pesar de que la mayoría de las respuestas al cuestionario no tratan lo referente al tsunami, ver tabla 2.3, ya que la mayoría de las parroquias no se encontraban en la costa, este cuestionario es una importante herramienta a la hora de determinar la hora de inicio del terremoto y la duración del mismo, ver tabla 2.4. Estas fueron algunas de las preguntas plasmadas en el cuestionario:

- ¿ A que hora empezó el temblor y cuanto duró ?
- ¿ Qué observó en el mar, en los ríos, y en los muelles ?
- ¿ La marea subió o bajo primero ? ¿ Cuantos "palmas" sobre su nivel normal ?



Figura 2.1: Grabado anónimo de la destrucción de Lisboa.

- ¿ Cuantas veces observó el flujo y el reflujo de las aguas ? ¿ Cuanto tardó el agua en bajar y subir ?
- ¿ Se notó un comportamiento extraño de los animales?
- ¿ Qué ocurrió en los pozos de agua ?
- ¿ Qué tipo de daños se ocasionaron ?
- ...

Como vemos en la naturaleza de las preguntas, se trata de un gran avance para la época, tanto que (Murria(2007)) considera al Marques de Pombal como el padre de la sismología moderna, y algunas de las respuestas a este cuestionario dan prueba de la tremenda validez de este como herramienta científica. Una de estas respuestas es la siguiente:

"...A las nueve y cuarto de la mañana, la tierra empozó a agitarse,... paró durante dos minutos, y se agitó otra vez durante cuatro minutos (...) en ese mismo día 1 de Noviembre, media hora después del terremoto, el mar empezó a subir sobre su nivel normal sobre cuarenta y cuatro palmos; y se observaron esas 'montañas de agua' llegar desde el mar a la tierra ...".

En este ejemplo, podemos ver una descripción bastante precisa del terremoto, el tiempo aproximado de llegada del tsunami a la costa y la respuesta a la pregunta si la marea primero subió o bajó.

2. 2.1. RELATOS HISTÓRICOS DE LOS DAÑOS DEL TSUNAMI

Por otro lado como señala (Murria(2007)), algunos de los más importante pensadores del siglo XVIII como Voltaire y Rousseau, establecieron un debate epistolar sobre el significado del terremoto y su origen divino o terrenal. Una carta de Rousseau a Voltaire fechada el 18 de Agosto de 1756 hace una interesante reflexión acerca de lo ocurrido en Lisboa, de la cual expongo a continuación un fragmento (Traducción libre de (Murria(2007))):

”Sin apartarme del asunto de Lisboa, admita usted por ejemplo que la Naturaleza no construye veinte mil edificaciones de seis o siete pisos y que si los habitantes de esa gran ciudad hubieran estado más equitativamente distribuidos y menos hacinados los daños hubieran sido menores y quizás, insignificantes (...) ¿Cuanta gente desafortunada pereció en este desastre por haber regresado a sus casas para recuperar uno sus ropas, otros sus papeles, y otros su dinero?”

Esta interesante reflexión muestra aspectos de la gestión de riesgos por desastres naturales que hoy en día nos siguen preocupando y siguen ocurriendo, como el excesivo hacinamiento. Esta carta junto con el cuestionario diseñado por el Marqués de Pombal son sin dudas claros ejemplos del interés de las mentes de la época por crear soluciones para futuros eventos catastróficos, aumentar el conocimiento existente sobre estos y preparar a la población para hacer frente a estas situaciones.

2.1. Relatos históricos de los daños del tsunami

El resumen de los daños materiales y víctimas mortales en las costas del Caribe, Irlanda, Inglaterra, España y Marruecos está representado en la tabla 2.1. En general, según los datos recopilados por (Santos & Koshimura(2015)), el tsunami inundó las zonas costeras del Caribe, Irlanda e Inglaterra causando daños menores (especialmente en los puertos), pero sin reportes de víctimas mortales.

En España, el efecto combinado del terremoto y el tsunami causó sobre 2000 víctimas mortales, ver (Santos & Koshimura(2015)). El tsunami inundó la mayoría de las playas y zonas costeras de España causando serios daños, sin embargo, las siguientes ciudades costeras españolas como: Santander, Bilbao, Ferrol, Coruña, Viveiro, Pontevedra, Lepe, Moguer, Algeciras, Ceuta, Estepona, y Santa Cruz de Tenerife no sufrieron ninguna clase de daños, esto se debe bien a encontrarse lejos de la fuente, situarse dentro de estuarios o bahías o bien encontrarse en territorios elevados.

En Marruecos, se contabilizaron muchos daños materiales y humanos tal y como se encuentra recogido en la tabla 2.1. En Tanger, Arzila, Larache y Mehdiya el impacto fue consecuencia conjunta del terremoto y el tsunami. Más aún, los reportes históricos consultados por (Santos & Koshimura(2015)) afirman que la inundación del tsunami alcanzó a la ciudad de Marrakech que se encuentra a 200 km de la línea de costa.

El resumen de los daños y víctimas registrados en Portugal se encuentran recogido en la tabla 2.2. El análisis hecho por (Santos & Koshimura(2015)) de los relatos de los testigos, muestra que el país no fue afectado de una manera uniforme. Por un lado,



Figura 2.2: Grabado anónimo de la situación antes y después del tsunami.

2.2.2. ANÁLISIS DE LOS DATOS HISTÓRICOS

los datos históricos de los que se disponen no muestran daños en ciudades como Oporto, Mira, Figueira da Foz, Vieira, ... por otro lado en zonas como Lisboa, Albufeira, Quarteira, Tavira, Portimao, ... los reportes indican daños severos. De manera que en el caso de Portugal ocurre un caso similar al de España.

El número exacto de víctimas, al igual que sigue ocurriendo actualmente en países subdesarrollados, nunca se sabrá ya que el siglo 18 el sistema censuario no era tan preciso como actualmente en países desarrollados como Japón, España, ... A pesar de esto, los datos que se tiene permiten establecer un orden de magnitud del desastre, y cifra el total de fallecidos en 13871 siendo esta una cifra orientativa, ya que estos son los fallecidos censados, y que queda reflejado parcialmente en 2.2.

2.2. Análisis de los datos históricos

Con el objeto de contrastar más a delante los resultados obtenidos mediante simulación numérica, resulta particularmente útil el empleo de los registros históricos de la época, sin embargo, según (M.A.Baptista *et al.*(1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor) no resulta conveniente hacer uso de estos registros sin previamente analizar e interpretar estos datos. Estos autores hacen una importante recopilación de toda clase de reportes existentes de aquel evento, resulta necesario comentar que según (Murria(2007)), el terremoto y posterior tsunami de Lisboa de 1755 es el primer desastre moderno ya que fue el primero que convocó una respuesta coordinada durante las actividades de búsqueda y rescate, así como un esfuerzo planificado en las etapas de rehabilitación y reconstrucción incluyendo la incorporación de medidas para mitigar los efectos destructores de futuros terremotos. Esto implica que exista una gran cantidad de documentos de toda clase y punto de vista sobre el evento, desde documentos que describen de una forma casi científica los hechos:

"... En Sábado el primer instante. Me levanté a las 5 para quitar mi barco de la aduana conforme a mi orden, a las 9 navegamos y anclamos en la parte superior de Terceras, viento al NE, a las 9:50 sentí que el barco tenía un movimiento raro. A mi mejor juicio el agua subió en 5 minutos unos 16 pies ... "

Hasta descripciones de carácter literario y/o religioso de los hechos:

"... pues alborotado el Mar, com soberbia rigorosa quiere sair de su centro dando pavorosa Lisboa, y como lobo feroz El Tajo, abierta la coca parecía que intentava tragar-se la Ciudad toda ... "

Hecha la recopilación, (M.A.Baptista *et al.*(1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor), clasifican estos datos en primer lugar según su procedencia y finalmente según su credibilidad en la tabla 2.3, lo cual permite tener una base de datos para consultar.

La tabla tiene lo que los autores denominan una escala de credibilidad, en primer lu-

2. CAPÍTULO 2. CONTEXTO Y DATOS HISTÓRICOS

Lugar	Daños	Víctimas mortales
S. Cuba	Santiago de Cuba quedó inundada.	-
Martinica	Se inundaron las habitaciones de arriba de las casas; destrozó mucho café.	-
Barbados	Inundó muelles y calles.	-
Kinsale	Rompió las amarras de dos corbetas cada una sujeta con dos anclas.; dañó varios barcos; inundó el mercado.	-
Plymouth	Arrancó muchos barcos de sus amarras	-
Redondela	Inundó los almacenes y los instrumentos de pesca.	-
Ayamonte	Inundó las playas e hizo daños en la pesquería.	-
Huelva	Inundó algunas calles.	-
S. Barrameda	Inundó las calles; destrozó cinco barcos de pesca.	-
Bonanza	Un barco cargado con trigo fue empujado hacia un banco de arena.	-
Chipiona	Inundó la playa y las calles.	-
Rota	Rompió el muelle y entró en las calles.	-
P. Santa Maria	Inundó las casas; dañó el muelle.	-
Puerto Real	Entró suavemente en las calles.	-
Cádiz	Arrastró piezas de 8 a 10 Tn de peso de 35.7 a 45.7 m desde el muro; se llevó arena y muros pero dejó las casas en pie.	-
San Fernando	Varios daños en casas de la costa.	-
Santipetri	Inundó el río y desvió los barcos	-
Conil	Entró tierra a dentro 6750 m; ahogó 599 cabezas de ganado.	-
Vejer de la Frontera	Entró tierra de dentro 6750 m.	-
Tarifa	Rompió tres barcos.	-
Lanzarote	Destrozó algunas salinas.	-
P.Canarias	Se inundó una capilla.	-
Tanger	Pasó la muralla e inundó los campos, destrozó muchos barcos; cuando bajó dejó las calles y los campos llenos de escombros y peces; dañó muchas casas.	Mucha gente (terremoto y tsunami).
Arzila	Pasó la muralla e inundó los campos, destrozó muchos barcos; cuando bajó dejó las calles y los campos llenos de escombros y peces; inundó más de la mitad de la ciudad dañando muchas casas; lanzó a la mitad de la ciudad un gran barco que se rompió y se abrió por la mitad, nadie de la tripulación murió.	Mucha gente (terremoto y tsunami).
Laranche	Pasó la muralla e inundó los campos, destrozó muchos barcos; cuando bajó dejó las calles y los campos llenos de escombros y peces; dañó muchas casas.	Mucha gente (terremoto y tsunami).
Mehdiya	Pasó la muralla e inundó los campos, destrozó muchos barcos; cuando bajó dejó las calles y los campos llenos de escombros y peces; dañó muchas casas.	Mucha gente (terremoto y tsunami).
Sale	Inundó las calles y almacenes; destruyó al menos cinco barcos; cuando bajó el nivel del agua llenó las calles de escombros y peces; se ahogó un gran número de camellos	Más de 200 muertos en tres barcos. Mucha gente murió dentro de las casas, en los barcos y en la costa viendo las olas.
Safi	Destrozó muchos barcos; destrozó construcciones costeras y puertos; cuando bajó el nivel del mar dejó las calles llenas de escombros y peces.	Mucha gente.
Marrakech	El río inundó la ciudad, matando muchos animales.	Mucha gente.
Agadir	Destrozó muchos barcos; destrozó construcciones costeras y puertos; cuando bajó el nivel del mar dejó las calles llenas de escombros y peces.	Mucha gente.

Tabla 2.1: Resumen de los daños provocados en el Caribe, Irlanda, España y Marruecos.

Fuente: (Santos & Koshimura(2015))

2. 2.2. ANÁLISIS DE LOS DATOS HISTÓRICOS

Lugar	Daños	Muertes		Datos de población (mayores de 7 años)		
		Número	%	1755	1756	1758
1-Oporto	-	0	0	-	-	1857
2-Mira	-	0	0	-	2219	-
3-Figueira da Foz	-	0	0	-	900	-
4-Lavos	-	0	0	-	1537	-
5-Viera	-	0	0	-	622	-
6-Peniche	Destruyó muralla, casas y embarcaciones	¿50	¿1.1	-	-	4673
7-A-dos-Cunhados	Destruyó el convento de Penafirme	0	0	-	575	650
8-Ericeira	Barcos fueros arrastrados	0	0	-	-	1255
9-Cascais	Más de 50 botes y barcos de pesca fueron destruidos. Casi todos los edificios colapsaron	¿624-664	¿24.9-26.7	-	2484-2505	2592
10-Carnaxide	Destrucción del puente de Cruz Quebrada	1	0.05	-	-	1944
11-Faro de Bugio	Escombros fueros arrastrados	gente arrastrada	(4)	-	-	-
12-Lisboa	Destrucción de muchos edificios	10000 (2,3)	6.4-9.1	109754-157192	50808	156254
13-Benavente	-	0	0	-	2208	-
14-Seixal	-	muchos (1)	(4)	-	-	1018
15-Almada	-	¿26 (1)	¿1.0	-	-	3867
16-Caparica	-	5	0.3	-	-	1484
17-Sesindra	Destruyó embarcaciones	0	0	-	-	1534
18-Setubal	Destruyó la muralla y muchas embarcaciones y edificaciones	¿2000 (2)	¿16.9	-	-	11842
19-Vila nova de mil fontes	Tres casas de la costa fueron destruidas	0	0	-	-	364
20-Odemira	-	0	0	-	-	1140
21-Odeceixe	-	0	0	-	-	320
22-Aljezur	Destruyó la fortaleza	0	0	-	-	1044
23-Sagres	Destruyó los viñedos	0	0	-	-	198
24-Budens	a	0	0	-	-	344
25-Lagos	Destruyó la muralla y muchos barcos y edificaciones	¿300 (1,3)	¿17.4	-	-	1723
26-Alvor	Destruyó completamente la capilla	0	0	-	-	892
27-Portimao	Destruyó las salinas, mercados, jardines, casas y tres molinos de agua. El reflujo destruyó la Fortaleza de São João y el convento de los capuchinos	38	2.1	-	-	1802
28-Ferragudo	Una de cada tres casas fueron destruidas	0	0	-	-	566
29-Armação de pera	Destruyó la fortaleza y muchas casas	60-84	5.8-8.1	-	-	1402
30-Albufeira	Destruyó un vecindario y la muralla	¿227	¿10.4	-	-	2189
31-Quarteira	-	28-52	1.5-2.8	-	-	1841
32-Faro	-	0	0	-	-	6951
33-Tavira	Daños significativos	250(1)	2.6	-	-	9494
34-Castro marim	Todo fue arrastrado	¿180(1)	¿55.2	-	-	326
P.Santo	Inundó el pueblo y solo una casa quedó por encima del agua	0	0	-	-	-
Zunchal	En el norte de la isla el mar se retrajo dejando a la vista tierra seca con una gran cantidad de peces	0	0	-	-	-
A.Eroismo	Destruyó muchas casa	0	0	-	-	-

Tabla 2.2: Resumen de los daños provocados en los territorios de Portugal. Fuente: (Santos & Koshimura(2015))

2. CAPÍTULO 2. CONTEXTO Y DATOS HISTÓRICOS

Tipo de documento	Terremoto	R1	R2	R3	Tsunami	R1	R2	R3
Descripciones/reporte/recopilaciones	51	23	16	12	35	14	12	9
Crónicas en periódicos y revistas	11	7	2	2	8	2	4	2
Cartas de los miembros de la <i>Royal Society</i>	48	46	1	1	46	44	1	1
Cartas de ingleses testigos del terremoto de Lisboa	11	1	9	1	7	2	4	1
Otras cartas	10	5	3	2	8	3	3	2
Respuestas a la encuesta (1)	566	560	4	2	10	9	1	...
Respuestas a la encuesta (2)	80	78	1	1	10	8	1	1
Juicios morales y religiosos	33	33	2	2
Sermones, oraciones/poemas	42	42	4	4
Total	852	720	36	96	130	82	26	22

Tabla 2.3: La tabla muestra un resumen de los documentos acerca del tsunami y el terremoto de Lisboa encontrados por (M.A.Baptista *et al.*(1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor), y ordenados por fiabilidad de la fuente, donde R1 son los documentos más fiables y R3 los menos fiables.

gar tenemos el nivel 1-buena, 2-razonable, y finalmente 3-no creible, respectivamente R1, R2, y R3 en la tabla 2.3. Aquellos documentos clasificados como R3, se corresponden a documentos escritos en un carácter sensacionalista con frecuentes referencias a castigos divinos, los clasificados como R2, son los documentos con descripciones escritas en un lenguaje más preciso que contiene una suficiente cantidad de datos, pero que fueron redactadas por gente sin conocimientos científicos, y finalmente los documentos más fiables, los clasificados como R1, fueron escritos por científicos. Uno de los documentos de mayor importancia a los que hacen referencia (M.A.Baptista *et al.*(1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor) es a la encuesta realizada por el Marqués de Pombal, la cual le permite al anterior autor generar la tabla 2.4.

2. 2.2. ANÁLISIS DE LOS DATOS HISTÓRICOS

Localización	Inicio del terremoto (Hora local)	Duración de la sacudi- da (minutos)	Tiempo de llega del tsunami (minutos)	Error estimado del tiempo de llegada (minutos)
Barbados (13.25N,59.5W)	473	...
C.S. Vicente (37.0N,8.99W)	9 h 30 min	8-9	16	7
Cádiz (36.50N,6.30W)	10 h	...	78	...
Cornwall mountsbay	324	...
Figueira foz (40.14N,8.88W)	9 h 30 min	...	45-50	10
Huelva (37.25N,6.93W)	10 h	...	45	10
Oeiras (38.67N,9.32W)	9 h 30 min	10	25	10
Lisboa (38.75N,9.1W)	9 h 30 min	9	90	10
Madeira (32.63N,16.88W)	9 h 38 min	1-2	90	15
Newlyn (50.1N,15.56W)	279	...
Porto Novo (33.06N,16.16W)	9 h 30 min	aprox. 15	75	25
Porto Santo (33.06N,16.16W)	60	15
Safi (32.30N,9.33W)	9 h 34 min	8	26-34	20
Angra (38.65N,27.22W)	102	...

Tabla 2.4: Tiempos de llegada del tsunami a distintos puntos del atlántico según las fuentes recopiladas por (M.A.Baptista *et al.*(1998)M.A.Baptista, S.Heitor, J.M.Miranda, P.Miranda & Victor).

Capítulo 3

La geología

3.1. Introducción

Usualmente los tsunamis se generan por una deformación del fondo oceánico (causada por un terremoto) la cual, supondremos del lado de la seguridad que se comunica sin atenuación a la superficie del mar y como consecuencia de esta perturbación en la lámina libre se produce el tsunami.

Para caracterizar el tsunami debemos caracterizar la falla que lo origina. Adoptaremos el modelo de deformación elástica de (Okada(1985)) para calcular la deformación vertical inicial del fondo oceánico durante el evento. Este modelo asume que la ruptura consiste en un deslizamiento uniforme del plano de falla, imagen 3.1, esta suposición es ampliamente usada por los métodos de evaluación de riesgo de tsunami en todo el mundo.

3.1.1. Caracterización del Golfo de Cádiz

La zona de estudio es el extremo oriental de la frontera de la placa Azores-Gibraltar la cual según los modelos cinemáticos de placa tectónica se mueve con relativa lentitud (0,7-5 mm/año). Esta es una región de batimetría compleja, por lo que conviene explicar

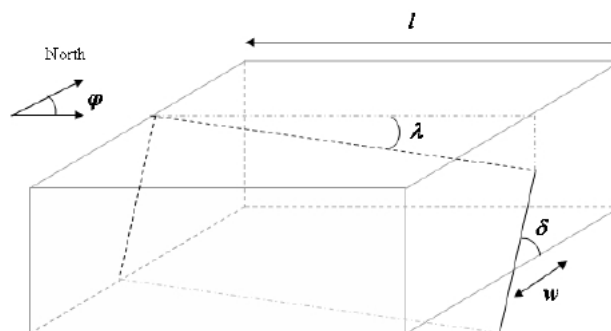


Figura 3.1: Modelo de ruptura de la falla, ver (of Ocean Engineering(2011))

3.1. La geología del estrecho e introducción al modelo de Okada

brevemente la zona para poder entender algunas decisiones posteriores. Las fallas dominantes y activas en esta región que son la "Gorringe Bank Fault"(GBF), la "Marqués de Pombal Fault"(MPF), la "St. Vicente Fault"(SVF) y la "Horseshoe Fault"(HSF). Estas estructuras y la mayoría de las fallas en este área se orientan al NE-SW. La localización exacta del límite de la placa cercana a la península ibérica es incierta y la deformación del borde la placa puede ser difusa sobre una zona amplia de 200-300 km.

El origen del gran terremoto de Lisboa es incierto. Algunos autores (Machado, 1966; Moeira, 1985; Johnston, 1996) atribuyen el origen del terremoto a una estructura situada entre Gorringe Bank y el Coral Patch Ridge. Sin embargo la relativamente modesta superficie de esta región hace difícil explicar el un momento sísmico tan alto de aproximadamente $2 \times 10^{22} Nm$ para un conjunto razonable de parámetros de falla.

El área del Golfo de Cádiz se puede subdividir en nueve regiones según su geofísica, lo cual nos permite determinar cuales de estas zonas tiene las propiedades necesarias para generar un terremoto de la magnitud que se le estima al terremoto de Lisboa de 1755, esta subdivisión viene dada por (L.M.Matias *et al.*(2013)L.M.Matias, T.Cunha, A.Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho), en estos dominios propuestos por el autor hay un único modelo de falla que puede ser considerado típica y creíble. Según esto hace nueve subdivisiones del escenario nombradas de GC01 a GC09 en las que los autores antes citados se basan para describir algunos de los parámetros de falla (ancho, longitud,...), y que podemos ver en la figura 3.2.

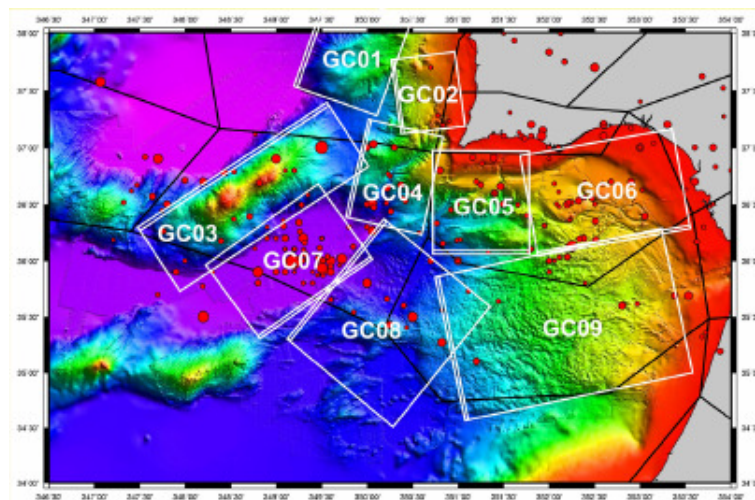
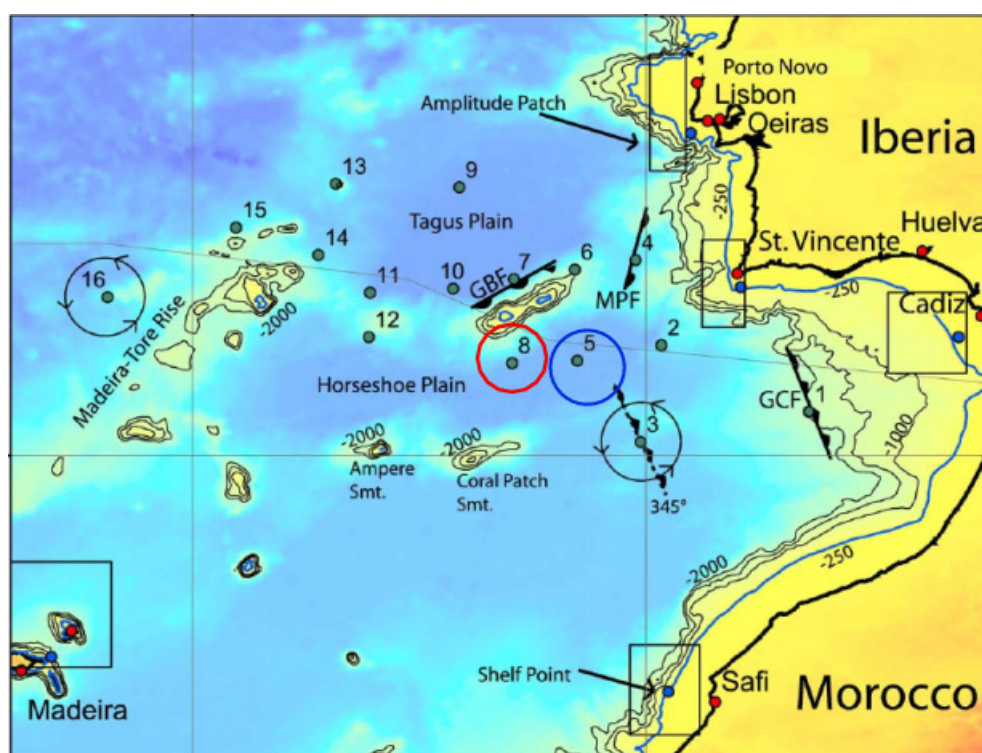


Figura 3.2: Zonificación del Golfo de Cádiz

Por otro lado estas regiones (GC01-GC09) solo nos permiten caracterizar el terremoto desde el punto de vista de la geofísica, es necesario así mismo conocer la localización exacta del origen del tsunami de Lisboa. Para este propósito (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin) proponen una serie de posibles fuentes para el tsunami de Lisboa de 1755 las cuales están detalladas en la figura 3.3.



(a) Mapa de las fuentes posibles para el terremoto de Lisboa

Número de fuente	Latitud (N)	Longitud (E)
1	35.480	-8.200
2	36.210	-9.825
3	35.144	-10.055
4	37.150	-10.110
5	36.042	-10.753
6	37.045	-10.780
7	36.940	-11.450
8	36.015	-11.467
9	37.957	-12.052
10	36.835	-12.120
11	36.789	-13.039
12	36.300	-13.051
13	37.991	-13.414
14	37.205	-13.606
15	37.507	-14.514
16	36.748	-15.929

(b) Tabla con las coordenadas geográficas de las posibles fuentes del terremoto de Lisboa.

Figura 3.3: Fuentes posibles para el terremoto de Lisboa

3.1. La geología del estrecho e introducción al modelo de Okada

Las fuentes señaladas en la tabla son las que finalmente emplearemos en nuestro modelo y que también se pueden ver en la figura 3.3a remarcadas con sendos círculos rojo y azul. Así mismo la determinación de estas dos fuentes viene reflejada en (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin), describiremos brevemente la metodología seguida por dichos autores. Como es lógico, de la época no disponemos de los registros sísmográficos actualmente empleados en los análisis de riesgos, sin embargo se tienen numerosas fuentes históricas con observaciones y crónicas de testigos del evento. En las tabla 3.1 y 3.2 se reproducen datos recopilados de diversas fuentes.

El proceso de determinación del origen del tsunami seguido por (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin) es el siguiente:

En primer lugar para que la comparación entre los diferentes escenarios de terremoto sea fiable, fijaron todos los parámetros (los cuales se comentarán y definirán en apartados posteriores) de la falla a excepción de la propia localización del evento. Estos parámetros son los asociados a la zona del "Gorringe Bank Fault (GBF)" que es la única zona cuya geología le permitiría generar un momento de magnitud $\sim 1,26 \times 10^{22}$ Nm, similar al calculado para el gran terremoto de Lisboa de 1755 (Gutscher *et al.*,2006).

Una vez fijados los parámetros geofísicos que describen el desplazamiento de la falla, se procede a comparar únicamente las fuentes, para ello se simuló numéricamente el tsunami que que generaría cada una de estas fuentes con los parámetros geofísicos señalados anteriormente. De esta manera obtuvieron unas amplitudes adimensionales para cada una de estas fuentes, sin embargo debido a la gran variabilidad de las amplitudes del run-up en los informes históricos que se muestra en la tabla 3.1 sería poco fiable comparar los resultados de nuestro modelo a los informes individuales del run-up". Para ello, los autores se aprovechan de que podemos agrupar los informes históricos en dos grupos, el primer grupo estaría comprendido por aquellos lugares que presentan informes consistentes de grandes amplitudes (El Caribe, a lo largo de la costa portuguesa y marroquí, en Madeira y las Azores), en el segundo grupo tenemos ciertos puntos de control en los que se sabe a ciencia cierta que no llegó el tsunami (A lo largo de la costa este de los Estados Unidos por un lado y por el otro, Vigo y La Coruña en la costa norte de España). Por lo tanto haciendo las simulaciones para cada una de las fuentes, las más fiables serán aquellas en las que ciertamente ,al igual que las reseñas históricas, se verifique que el tsunami simulado no llega donde no hay informes de avistamiento, y donde se registraron grandes amplitudes de onda, que el modelo prediga grandes amplitudes de onda.

Según el anterior procedimiento, las fuentes que son más fiables como fuente del tsunami de Lisboa de 1755 son las fuentes 5 y 8, lo cual queda probado en las figuras 3.4a y 3.4b tomadas de (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin). En estas figuras muestra el resultado de la comparación del tsunami simulado para cada una de las fuentes de la

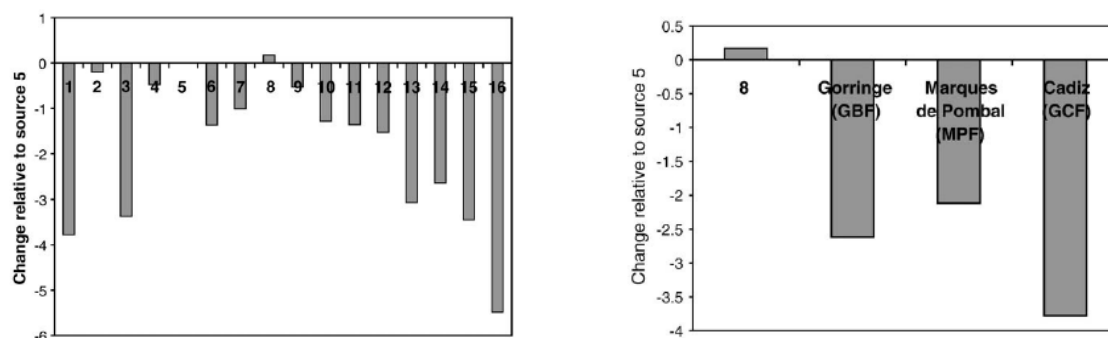
¹Anglicismo que indica la máxima extensión vertical de las olas en una playa o estructura por encima del nivel del agua

Localización	Latitud (N)	Longitud (E)	Run-up ¹ (m)	Referencia
Santiago de Cuba	20.010	-75.810	NRR	OL
Samaná Bay	19.139	-69.355	NRR	OL
St. Matin	18.060	-63.050	4.5	OL
Saba	17.630	-63.230	?-7	OL,Ba2,Ru
Antigua	17.09	-61.800	3.6	OL
Dominica	15.300	-61.380	3.6	OL
Barbados	13.250	-59.530	1.5-1.8	OL,Ba2
Itamaraca (Brazil)	-7.747	-34.825	NRR	Ru
Temandre (Brazil)	-8.760	-35.105	NRR	Ru
Bonavista	49.000	-53.333	NRR	Ru, Re
Boston	42.359	-71.060	NR	
Baltimore	39.286	-76.615	NR	
New York	40.716	-74.000	NR	
Charleston	32.783	-79.933	NR	
Virginia Key	25.787	-80.216	NR	
Cornwall	50.130	-5.425	2-3.7	Ba2
La Coruña	43.366	-8.383	< 1	Fr
Vigo	42.237	-8.721	NR	
Porto	41.150	-8.633	1	Ba
Figueira	40.410	-8.880	NRR	Ba
Porto Novo	39.100	-9.430	NRR	Ba
Lisboa	38.700	-9.183	5-15.2	Ba2,OL
Oeiras	38.683	-9.316	> 6	Ba
Angra (Azores)	38.650	-27.216	? - 14.6	Ba2
Huelva	37.250	-6.950	NRR	Ba
S.Vicente	37.000	-8.990	> 10	Ba
Cádiz	36.533	-6.300	15-18.3	Ba,OL
Gibraltar	36.143	-5.353	2	Ba
Ceuta	35.888	-5.312	2	Ba
Tanger	35.766	-5.800	? - 15.2	Ba,OL
Porto Santo	33.066	-16.880	4-13.2	Ba,OL
Madeira	32.630	-16.880	4-13.2	Ba,OL
Safi	32.283	-9.233	>6	Ba
Islas Canarias	28.135	-15.435	NRR	Re

Tabla 3.1: Informes de Run-up de Baptista et.al(1998)(Ba1); Baptista et al.(2003)(Ba2); Frishman(1755)(Fr); O'Loughlin y F.Lander(2003)(OL); Ruffman(1990,2006); Reid(1914)(Re). Madeira, Lisboa, Angra y Tanger están en negrita para indicar la incertidumbre en los registros históricos sobre run-up. NRR-aviso de llegada de tsunami pero sin run-up. NR-sin aviso de llegada de tsunami. Nota : Para ver las fuentes citadas en esta tabla recurrir a (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin)

Localización	Tiempo histórico (min)	Tiempo de llegada F5 (min)	Tiempo de llegada F8 (min)	Profundidad (m)	Tiempo de llegada F2 (min)	Profundidad (m)	Tiempo de llegada MPF1 (min)	Tiempo de llegada MPF2 (min)	Tiempo de llegada GCF (min)
San Vicente	16 ± 7	16-17	21-22	4000-3500	16-19	1500-1000	25	21	22
Huelva	50 ± 10	39-44	45-51	2500-2000	39-47	1500-1000	80	74	52
Cádiz	78 ± 15	43-48	50-56	2500-2000	44-54	1500-1000	70	70	36
Gibraltar		52-58	59-66	2500-2000	55-68	1500-1000			53
Tanger		48-53	54-61	2000-2500	50-62	1500-1000			54
Puerto Santo	60 ± 15	48-51	44-47	4500-4000	58-62	4000-3500	68	70	59
Madeira	90 ± 15	54-57	49-52	4500-4000	64-68	4000-3500	78	78	72
Safi	26 ± 34	35-37	37-39	4500-4000	37-40	4000-3500	75	81	55
Oreias	25 ± 10	34-38	37-42	2500-2000	38-47	2000-1500	28	22.6	51
Lisboa		35-39	38-43	2500-2000	39-48	1500-1000			
Figueira	45 ± 10	52-58	54-61	2500-2000	61-75	1500-1000	53	50	83
Porto		63-71	66-74	2500-2000	79-94	1500-1000	90	87.5	96

Tabla 3.2: En esta tabla (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin) comparan los resultados numéricos obtenidos con las fuentes 5 y 8 con los tiempos de llegada dados por la fuentes históricas consultadas.



(a) Comparación entre todas las fuentes de terremoto propuestas. Se ha considerado para todas ellas un strike de 345° . Las barras positivas representan las fuentes con mejor ajuste que la fuente 5 para ser el epicentro del terremoto de Lisboa de 1755, las barras negativas por lo tanto representan un peor ajuste. Por lo tanto según esto la fuente 8 es la mejor fuente para el tsunami de Lisboa

(b) La comparación entre las fuente 8 y 5 y las fuentes sugeridas por otros autores como posibles fuentes del terremoto de Lisboa de 1755: GBF (Johnston, 1996); MPF (Zitellini et al. 2001); y GCF (Gutscher et al. 2006)

Figura 3.4: Determinación de la fuente del tsunami de Lisboa de 1755

tabla 3.3b con los datos históricos, de manera que las fuentes que sean del orden de cero en las gráficas de la figura 3.4 son aquellas que se ajustan mejor a los reportes históricos de la tabla 3.1. El procedimiento anterior, permitió a los autores seleccionar dos fuentes como posibles escenarios del terremoto de Lisboa. Por lo tanto falta por determinar la orientación² (strike) de la falla, para ello (Barkan *et al.* (2009) Barkan, ten Brink & Lin) a partir de la fuente 3 (La cual fue elegida por ser aquella menos susceptible a sufrir los efectos de la cercanía de la costa) hace un barrido de soluciones de 360° con intervalos de 15° como podemos ver en la figura 3.5, y finalmente toma aquel strike con mejores resultados de ajuste. Por medio de este proceso, se determinó que el strike de 345° es aquel que nos ofrece las mayores amplitudes en el Caribe en concordancia con los registros históricos, luego es la orientación elegida para el tsunami de Lisboa de 1755.

3.1.2. Parámetros característicos de una falla

A continuación detallaremos cuales son los grados de libertad del problema. Para cada punto P de localización de la superficie (considerado como el punto central encima de la línea de falla) y para cada valor del momento de magnitud M_w , tenemos siete parámetros que completan la definición de falla:

²En términos topográficos se conoce como Azimut que es el ángulo que forma una recta o un plano con el norte geográfico.

3.1.La geología del estrecho e introducción al modelo de Okada

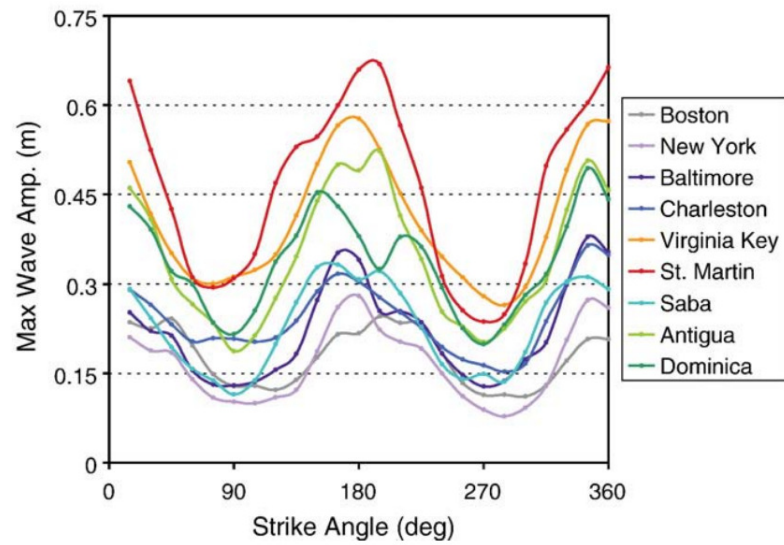


Figura 3.5: Comparación entre las amplitudes adimensionales para los distintos puntos de control comentados anteriormente como funciones con variable el strike y usando de valor característico las amplitudes asociadas a la fuente 3. Los valores máximos se registran para 165° - 185° y 345° , que obviamente representan la misma orientación.

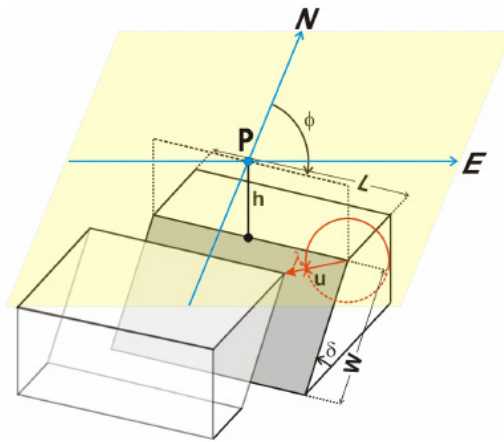


Figura 3.6: Parámetros de las fallas, figura tomada de L.M.Matias et al.(2013)

- Ancho de la falla W
- Longitud de la falla L
- Ángulo entre la falla y el plano horizontal (dip) δ
- Orientación de la falla (strike) ϕ
- Profundidad del hipocentro medida respecto del fondo oceánico h
- Deslizamiento medio a lo largo de la falla u
- Ángulo de deslizamiento (rake) λ

El desplazamiento de la superficie del medio depende también de algunas propiedades del material (la roca) como el módulo de Shear μ (íntimamente relacionado con el momento del sismo) y del módulo de Poisson σ , lo cual incrementa los parámetros del modelo a nueve.

De esta lista de nueve parámetros, (L.M.Matias *et al.*(2013)L.M.Matias, T.Cunha, A.Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho) sugieren fijar dos de ellos desde el princi-

pio, la profundidad del hipocentro (h) y el módulo de Poisson. Los autores consideran el peor caso posible, que h vale 5 km, y por otro lado se suele asumir que el módulo de Poisson es de 0.28, el cual es un valor aproximado bastante común en rocas de la corteza y el manto. El resto de los siete parámetros deben ser definidos para cada localización y para cada magnitud.

Las variables independientes son la localización geográfica r y la magnitud del momento del terremoto M_w . Para facilitar la elección del resto de los parámetros, agrupamos a estos en dos grupos según su independencia de r y M_w . En primer lugar el strike, dip y rake de la falla y el módulo de shear del terreno, dependen únicamente de la localización y no de la magnitud. Estos parámetros por lo tanto son resultado de elegir la falla que mejor se ajusta a la geología de la localización del evento:

- $\delta(r)$
- $\phi(r)$
- $\lambda(r)$
- $\mu(r)$

La longitud, el ancho y el deslizamiento máximo de la falla dependen de ambos, de la localización y de la magnitud del terremoto:

- $W(r, M_w)$
- $L(r, M_w)$
- $u(r, M_w)$

3.2. La geofísica tras el tsunami de Lisboa de 1755

3.2.1. Determinación del parámetro rake (λ)

El parámetro rake (λ) permite hacer la clasificación del tipo de falla en función de como se produce el desplazamiento entre los dos planos, tal y como podemos ver en la figura 3.7. Las figuras 3.7a y 3.7b se corresponden a fallas del tipo *dip-slip*, que son aquellas donde el parámetro rake vale $\lambda = 90^\circ$. Las figuras 3.7c y 3.7d se corresponden a fallas del tipo *strike-slip*, que son aquellas donde el parámetro rake vale $\lambda(r) = 0^\circ$. Y finalmente las figuras 3.7e-3.7h se corresponden a fallas del tipo *oblique-slip*, que son aquellas con ángulos de rake que oscilan entre $0^\circ < \lambda < 90^\circ$. Para el tsunami de Lisboa (L.M.Matias *et al.*(2013)L.M.Matias, T.Cunha, A.Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho) consideran el peor caso posible para la simulación del tsunami, para lo cual asumen que todas las fallas son del tipo *pure dip-slip* por lo tanto fijan el valor del parámetro rake a $\lambda = 90^\circ$.

3.2. Determinación de la geofísica del tsunami de Lisboa de 1755

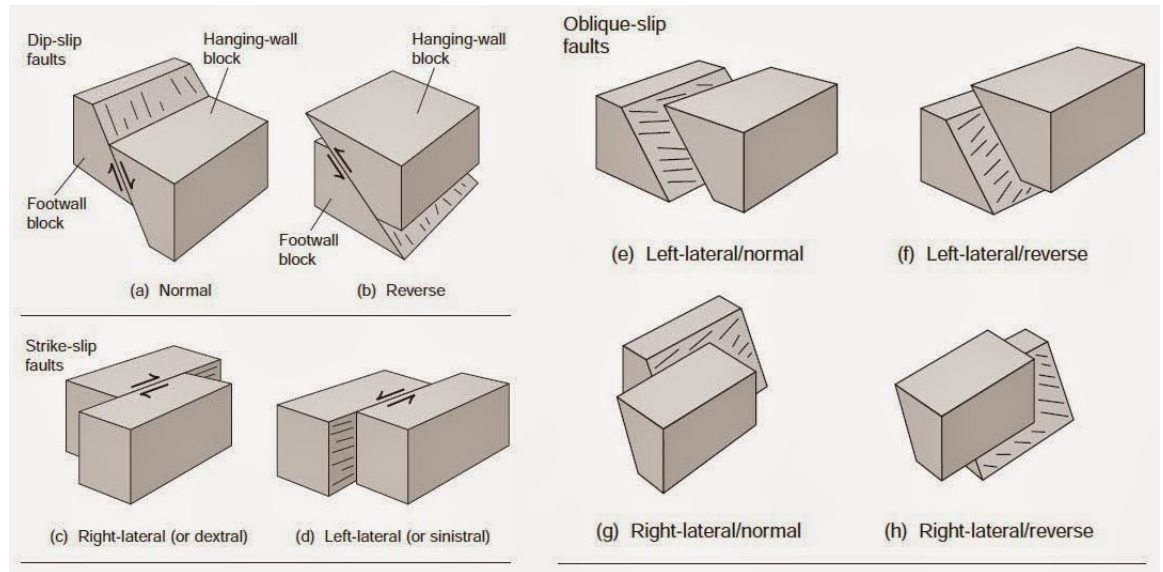


Figura 3.7: Clasificación de las fallas en función del deslizamiento relativo entre los planos de falla, fuente: <http://www.geologyin.com>

3.2.2. Determinación de la inclinación de la falla (δ)

A continuación se definirá el valor de la inclinación de la falla (δ) empleado basándonos en los valores propuestos por (L.M.Matias *et al.* (2013) L.M.Matias, T.Cunha, A. Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho) los cuales lo calculan obteniendo los valores óptimos y máximos permitidos para esta clase de falla de la siguiente manera:

La fricción en un plano entre dos superficies sigue la ley de Amonton $\tau = \mu_F(\sigma_n - p_f)$, en la que τ es la tensión de corte, σ_n es la tensión normal, p_f es la presión en los poros y μ_F es el coeficiente de fricción, según Byerlee (1978) esta ley la cumplen todas las rocas con coeficientes de fricción μ_F del orden de 0.6 y 0.85. Los planos de falla donde el deslizamiento puede tener lugar con el menor valor de la tensión efectiva ($\sigma_n - p_f$) y por lo tanto menor tensión tangencial (τ), son planos inclinados un ángulo δ_{opt} dado por:

$$\delta_{opt} = \frac{1}{2} \arctan \frac{1}{\mu_F} \quad (3.1)$$

No todos los ángulos están permitidos, de hecho hay un valor máximo de δ por encima del cual no podemos tener deslizamientos para ninguna combinación positiva de tensiones (Sibson, 1985). Este valor máximo, δ_{lu} , se conoce como ángulo *lock-up* o, según traducción libre, ángulo de bloqueo, el cual viene dado por:

$$\delta_{lu} = \arctan \frac{1}{\mu_F} = 2\delta_{opt} \quad (3.2)$$

Atendiendo a estos criterios, es decir, teniendo en cuenta cual es el ángulo que provoca el deslizamiento máximo y cual es el ángulo que impide el deslizamiento, diversos autores han estimado el valor del ángulo de dip para el terremoto de Lisboa de 1755 y sugieren valores de 40° (Johnston, 1996) o 45° (Ribeiro et al., 2006). Para este modelo se ha tomado un valor de 40° empleando en el modelo considerado por (Barkan *et al.* (2009) Barkan, ten Brink & Lin).

3.2.3. Determinación de la longitud, el ancho de la falla y el máximo deslizamiento

Como bien señalan (L.M.Matias *et al.* (2013) L.M.Matias, T.Cunha, A. Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho), cuando se trata de estudios de peligrosidad de tsunamis o terremotos es muy común emplear relaciones empíricas obtenidas de bases de datos de otros terremotos acontecidos y mejor medidos. Como se dijo anteriormente, la zona del Golfo de Cádiz y los planos abisales vecinos tienen una muy particular geodinámica que no se puede encontrar en ninguna otra parte del planeta, para ver todos los detalles de la geología de la región consultar (L.M.Matias *et al.* (2013) L.M.Matias, T.Cunha, A. Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho), esta zona se caracteriza por una corteza muy heterogénea y por zonas muy finas de corteza continental y oceánica. Todo ello obliga a emplear correlaciones empíricas para fijar la longitud, el ancho y el máximo deslizamiento de la falla. Los autores citados previamente proponen la ley semi-empírica de Manighetti et al. (2007) para fijar de manera aproximada estos tres parámetros.

Esta ley se expresa como la siguiente función a trozos:

$$u_{max} = \begin{cases} \alpha \frac{L}{2} & L \leq 2W_{Sat} \\ \alpha \frac{1}{\frac{1}{L} + \frac{1}{2W_{Sat}}} & L > 2W_{Sat} \end{cases} \quad (3.3)$$

Donde u_{max} es el máximo deslizamiento de la falla (m), L es la longitud de la falla (km), W_{Sat} es el ancho de saturación, dicho parámetro está asociado con el espesor de ruptura máximo de la corteza. α es un parámetro de ajuste. Los autores asumen que $u_{max} = 2h$ al igual que Manighetti et. al (2007), recordemos que h es la profundidad del hipocentro medida respecto del fondo oceánico, ver figura 3.6.

En la figura 3.8 se representan en ordenadas el desplazamiento máximo u_{max} (según su nomenclatura D_{max}) en metros y el abscisas la longitud L de la falla en km, estos son datos de campo medidos actualmente de diversas fallas, haciendo la regresión a esta nube de puntos³ para los distintos espesores de la falla tenemos la función de ajuste a trozos 3.3 dada por Manighetti et al. (2007; líneas coloreadas).

Los datos del Golfo de Cádiz se representan en estrellas de color, y la línea magenta representa la ley de escala adoptada. Para el caso del terremoto de Lisboa, los parámetros

³El tamaño de los símbolos es proporcional a la calidad de los datos.

3.3.Desplazamiento del terreno asociado a fractura de falla. El modelo de Okada

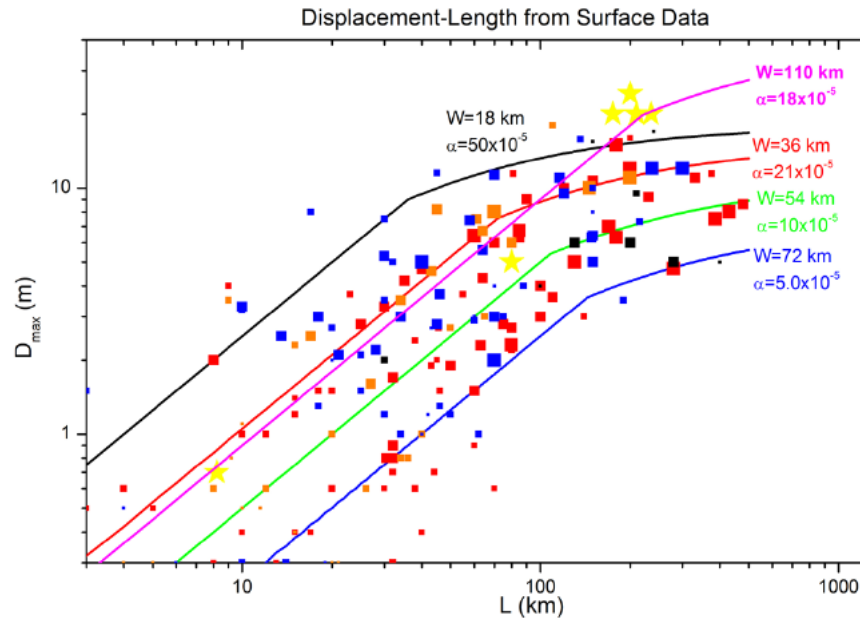


Figura 3.8: Correlaciones de Manighetti, fuente de la figura (L.M.Matias *et al.*(2013)L.M.Matias, T.Cunha, A.Annunziato, M.A.Baptista & F.Carrilho).

D_{max} , L y W que mejor se amoldan al evento son los de la esquina superior derecha del cuadro. En la tabla 3.3 quedan recogidos los valores propuestos por diferentes autores basados en las correlaciones de Manighetti, donde la comparación de datos para estos modelos propuestos claramente supera a los observados normalmente en la figura 3.8. En este caso tomamos los valores propuestos por Johnston (Los cuales se encuentran resaltados en la tabla 3.3.), como sugieren (R.Omira *et al.*(2011)R.Omira, M.A.Baptista & J.M.Miranda), quienes realizan una ligera modificación sobre el valor del deslizamiento máximo.

3.2.4. Parámetros de falla empleados para la simulación del Tsunami de Lisboa de 1755

Finalmente y a modo de resumen, veremos cuales han sido los parámetros empleados para la simulación.

3.3. Desplazamiento del terreno asociado a fractura de falla. El modelo de Okada

En este caso la deformación inicial del tsunami está basado como vemos en el modelo estándar de (Okada(1985)). Este modelo, supone un medio elástico homogéneo e isótropo. Los parámetros del método son tres ángulos que sirven para orientar el plano

Autor	Falla	L (km)	W (km)	A (km ²)	u (m)	M_0 (Nm)	M_W
Ribeiro	HF	175	140	24500	10	$1,59 \times 10^{22}$	8.74
Ribeiro	MP	60	120	7212	10	$4,69 \times 10^{21}$	8.39
Ribeiro	HS + MP	235		31712	10	$2,06 \times 10^{22}$	8.82
Johnston	GB	200	80	16000	12.1	$1,26 \times 10^{22}$	8.67
Ribeiro*	HS	150	120	18031	10	$1,17 \times 10^{22}$	8.65
Ribeiro*	MP	60	120	7212	10	$4,69 \times 10^{21}$	8.39
Ribeiro*	HS + MP	210	120	25200	10	$1,64 \times 10^{22}$	8.75

Tabla 3.3: Estos son algunos de los parámetros propuestos para el terremoto de Lisboa de 1755 ($\mu = 6,5 \times 10^{10} Pa$). Las fuentes indicadas como "Ribeiro*" representan una modificación de las propuestas por "Ribeiro" et al. (2006)

Fuente	x	y	h (km)	L (km)	W (km)	u (m)	Dip (deg)	Rake (deg)	Strike (deg)
5	-10.753	36.042	5	200	80	13.1	40	90	345
8	-11.467	36.015	5	200	80	13.1	40	90	345

Tabla 3.4: Cuadro resumen con los dos escenarios seleccionados para hacer la simulación

de deslizamiento de la falla (strike ϕ , dip δ , rake λ), la longitud l y el ancho w del área horizontal de ruptura $A = lw$ (centrado en el centroide del plano de falla y orientado en la dirección que marca el strike ϕ medido desde el norte geográfico), y los parámetros del material (μ, λ_l) definidos por el elipsoide de Lamé. La función 3.4 nos da la energía total, M_0 , en Julios liberada por el terremoto.

$$M_0 = \mu \Delta \int_A f_1 f_2 dx_p dy_p = \mu \bar{\Delta} A \quad (3.4)$$

$$M_w = \log M_0 / 1,51 - 6 \quad (3.5)$$

Siendo Δ el máximo deslizamiento del plano de falla, $\bar{\Delta}$ el deslizamiento medio, por otro lado μ y A son los parámetros definidos anteriormente, y f_1 y f_2 son dos funciones empíricas que describen la forma del deslizamiento dentro del plano de falla, la función f_1 permite concentrar el deslizamiento cerca del centro del plano de falla y controlar el deslizamiento de una manera axilsimétrica respecto a su centro, mientras que la función f_2 permite dotar de cierta asimetría con la profundidad del plano a la distribución del deslizamiento, esencialmente reduciendo el deslizamiento en la región más profunda. De la

3.3.Desplazamiento del terreno asociado a fractura de falla. El modelo de Okada

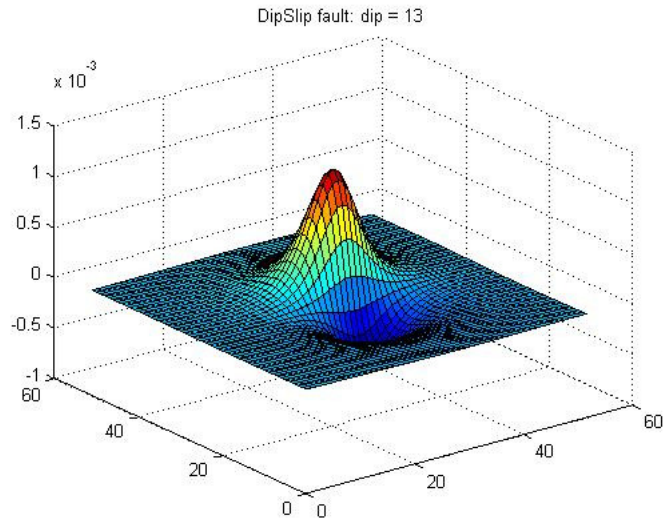


Figura 3.9: Modelo de Okada de deformación del fondo oceánico vía MathWorks®.

expresión 3.4 se deduce que lógicamente la intensidad de un terremoto viene dada principalmente por tres factores, dos de ellos geométricos (el ancho y el largo de falla), y uno de ellos de las propiedades del material que suele ser característico de la zona.

Por otro lado en materia de terremotos solemos tener los órdenes de magnitud según la escala de Richter la cual está relacionada con la energía liberada mediante la relación de Hanks y Kanamori, ecuación 3.5, donde M_w es la magnitud del terremoto en la escala Richter.

Para cualquier punto (x,y) dentro del área A ("x" e "y" también están orientados paralelos a los lados del área de ruptura rectangular y centrados en el centroide del plano de deslizamiento), la deformación del fondo oceánico producida por el terremoto responde de manera aproximada a la siguiente función de forma 3.6:

$$z(x, y) = -\frac{\Delta}{2\pi} \int_A f_1 f_2 \left\{ \cos \lambda \left(3\xi \zeta \frac{q}{r_0^2} + f_3 \sin \delta \right) + \sin \lambda \left(3\zeta \frac{pq}{r_0^5} - f_4 \sin \delta \cos \delta \right) \right\} dx_p dy_p \quad (3.6)$$

Esta ecuación de deformación del fondo oceánico queda ilustrada en las figuras 3.9 y 3.10

Una descripción más concienzuda del modelo de Okada se encuentra en (Okada(1985), of Ocean Engineering(2011)). Una vez que la elevación del fondo oceánico esta calculada, las coordenadas horizontales (x,y) son giradas de acuerdo al ángulo de strike ϕ del plano de falla, es por esto por lo que el strike no aparece explícitamente en el modelo de Okada.

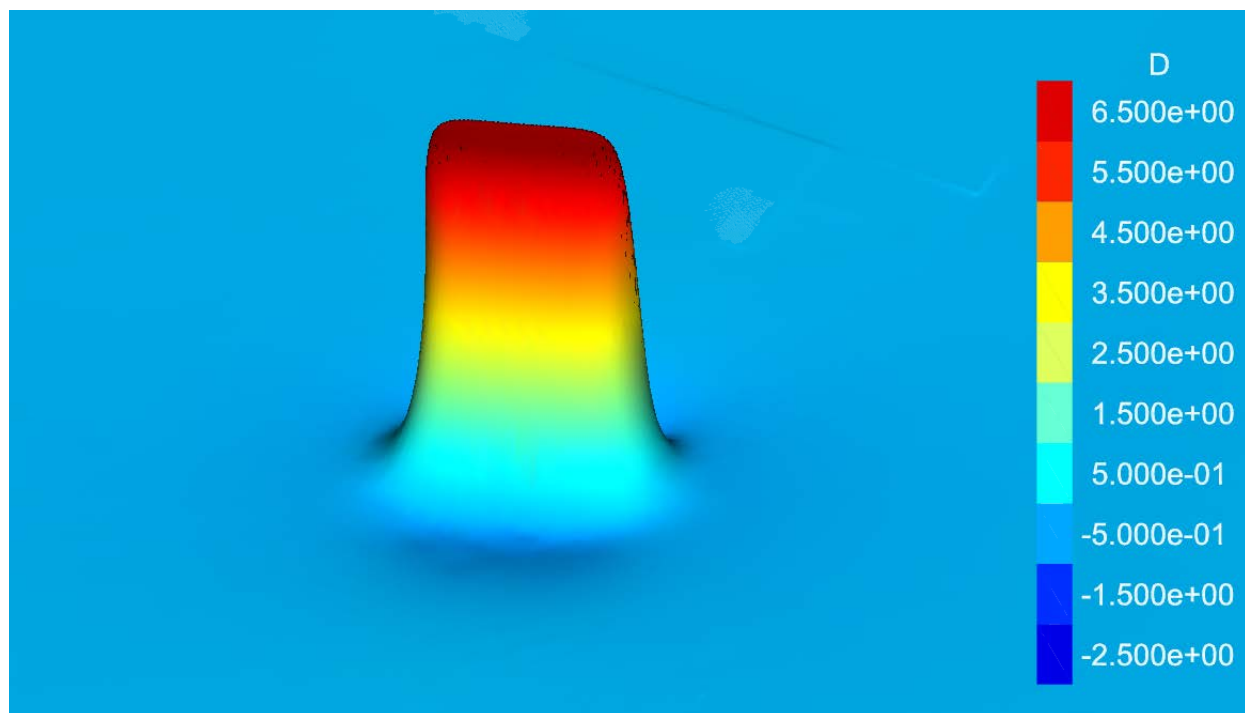


Figura 3.10: Modelo de Okada de deformación del fondo oceánico vía Gerris, la escala de colores está en metros

Capítulo 4

La fluidodinámica

En este apartado se describirán cuales son las ecuaciones de gobierno del tsunami como onda, cuales son las variables relevantes para el modelo y otros puntos de interés.

4.1. Variables del modelo

Las variables que intervienen en el problema fluido son las siguientes (Ver figura 4.1):

- u : Velocidad en x
- v : Velocidad en y
- H : Calado o profundidad
- Z_b : Posición de la superficie terrestre medida desde el datum, si se encuentra por debajo del nivel medio del mar lleva el nombre de batimetría, y por encima de este de topografía.
- η : Posición de la interfase libre medida desde el datum

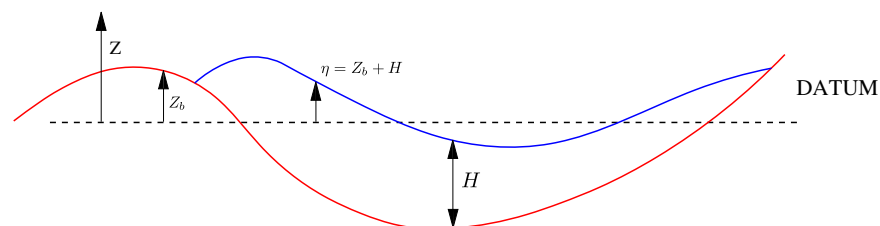


Figura 4.1: Variables del modelo

4.2. Las ecuaciones *Shallow water*

El tratamiento que se hace de este problema es bidimensional, es decir asumimos que el movimiento del fluido se produce únicamente en dentro del plano xy , lo que nos lleva a despreciar la componente z de la velocidad frente a las otras dos componentes de la misma, es decir:

$$u_z \ll u_y, u_x \quad (4.1)$$

Esto se encuentra motivado por poder despreciar la profundidad del fluido frente a la longitud de onda típica del problema (para otros casos en mecánica de fluidos ambiental no podemos hacer la simplificación de aguas someras ya que la longitud característica del problema es mucho menor que la profundidad del medio), sin embargo en el caso de los tsunamis, la longitud característica del problema es la longitud de onda del propio tsunami que en estos casos es de varios kilómetros de longitud, lo cual hace despreciable la profundidad media de cualquier océano frente a la longitud de onda, es decir el tratamiento que requiere el problema es bidimensional.

Como se ha dado a entender en el párrafo anterior, los tsunamis se modelan con la aproximación de "onda larga", bajo esta aproximación no hay variaciones bruscas en la pendiente del lecho marino ni de la superficie libre, es decir:

$$\frac{\partial Zb}{\partial x} \ll 1 \quad , \quad \frac{\partial Zb}{\partial y} \ll 1 \quad (4.2)$$

Esta hipótesis no se cumple en el caso de los tsunamis al llegar a la costa, sin embargo a pesar de ello Popinet en (Popinet(2011), Popinet(2012)), afirma que sigue dando buenos resultados.

Las ecuaciones *Shallow water* se obtienen promediando las ecuaciones de Navier–Stokes en la dirección vertical considerando una superficie libre o imponiendo la conservación de la cantidad de movimiento en dicha dirección, y fueron obtenidas originalmente por Saint-Venant en 1871. En forma diferencial y usando coordenadas cartesianas, las ecuaciones son:

$$\partial_t h + \partial_x(h u) + \partial_y(h v) = 0 \quad (4.3)$$

$$\partial_t(h u) + \partial_x(h u^2 + \frac{1}{2}gh^2) + \partial_y(h u v) = -hg\partial_x z_b \quad (4.4)$$

$$\partial_t(h v) + \partial_x(h u v) + \partial_y(h v^2 + \frac{1}{2}gh^2) = -hg\partial_y z_b \quad (4.5)$$

4.2. Las ecuaciones *Shallow water*

donde h es el calado¹ u y v son las componentes horizontal y vertical de la velocidad, g la aceleración de la gravedad y z_b es la batimetría. Estas ecuaciones constan en primer lugar de un término de variación temporal, en segundo lugar un término variación convectiva y finalmente un término que incorpora las fuerzas másicas. Empleado el teorema de Stokes pueden expresarse de manera integral de la siguiente manera:

$$\partial_t \int_{\Omega} \mathbf{q} d\Omega = \int_{\Sigma} \mathbf{f}(\mathbf{q}) \cdot \mathbf{n} d\Sigma - \int_{\Omega} h g \nabla z_b \quad (4.6)$$

Donde Ω es el volumen del dominio, Σ es el contorno del dominio y \mathbf{n} es el vector unitario normal al contorno del dominio. Para expresar la conservación de la masa y la cantidad de movimiento² dentro del contexto de aguas someras, Ω es un espacio bidimensional y \mathbf{q} y \mathbf{f} tienen la siguiente forma:

$$\mathbf{q} = \begin{pmatrix} h \\ hu \\ hv \end{pmatrix}, \quad \mathbf{f}(\mathbf{q}) = \begin{pmatrix} hu & hv \\ hu^2 + \frac{1}{2}gh^2 & huv \\ huv & hv^2 + \frac{1}{2}gh^2 \end{pmatrix} \quad (4.7)$$

Los términos de disipación de energía (viscosidad y/o fricción) también se pueden añadir, simplemente se incorporan como fuentes de disipación de cantidad de movimiento.

Por otro lado este sistema de ecuaciones es de tipo hiperbólico. Los sistemas hiperbólicos son sistemas de ondas donde la perturbación en el medio provocada por la onda solo afecta por donde se desplaza la misma. Una propiedad que cumplen estos sistemas es que garantizan la conservación de la energía $hu^2/2 + gh^2/2$, y por otro lado estos sistemas admiten la solución estacionaria:

$$\mathbf{u} = 0, \quad h + z_b = \text{constante} \quad (4.8)$$

Esto, garantiza el cumplimiento de la condición *lake-at-rest*, es decir, garantiza el estado de equilibrio de la superficie libre. Estas ecuaciones anteriores son las ecuaciones 2-D de Saint-Venant expresadas en coordenadas cartesianas, sin embargo en el caso de los tsunamis, cuyo rango de acción es de varios cientos de kilómetros, la curvatura de la tierra tiene efectos importantes en el comportamiento del flujo, por lo que el tratamiento de estas ecuaciones en coordenadas planas deja de ser apropiado y es conveniente expresarlas

¹Se conoce como calado a la columna de agua medida desde la interfase libre al lecho. En lo que sigue del documento emplearemos el término calado

²En términos anglosajones "momentum"

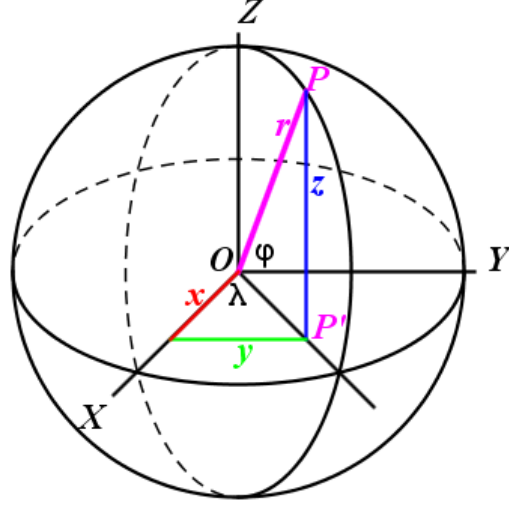


Figura 4.2: Coordenadas esféricas

en coordenadas generales curvilíneas ³, lo cual nos permitiría expresar dichas ecuaciones de manera conveniente en cualquier otro sistema de coordenadas.

Para este problemas, las condiciones de contorno impuestas son de no-radiación lo cual permite que la onda traspase los contornos del dominio sin rebotar y por lo tanto afectar a la solución en el resto del dominio.

4.3. Extensión de las ecuaciones *Shallow water* a coordenadas curvilíneas

Cuando se analizan los efectos de la propagación de un tsunami a escala planetaria ($L > 1000$ km), se deben tener en cuenta los efectos de la curvatura de la tierra en el movimiento del fluido. Para ello (Popinet(2011)) hace la transformación de las ecuaciones de Saint-Venant en coordenadas cartesianas a coordenadas curvilíneas, y posteriormente particularizándolas para el caso de coordenadas esféricas. Es bien sabido que en coordenadas esféricas tenemos tres grados de libertad de manera genérica, los cuales son dos ángulos (λ y θ) y una distancia r que representa la distancia del punto en estudio al origen, ver figura 4.2, en este caso, la variable r está fijada y es el radio de la Tierra⁴. Como resultado de expresar estas ecuaciones en coordenadas curvilíneas, surgen unos parámetros de escala que son $m_\lambda(\lambda, \theta)$ y $m_\theta(\lambda, \theta)$. (Popinet(2011)) reescribe las ecuaciones (3) en forma discreta en coordenadas curvilíneas de manera que se obtienen las siguientes ecuaciones:

³En Mecánica: coordenadas generalizadas o lagrangianas.

⁴Valor del radio de la Tierra empleado en la simulación numérica 6371220 m

4.3. Extensión de las ecuaciones *Shallow water* a coordenadas curvilíneas

$$m_\lambda m_\theta \partial_t \mathbf{q} + \frac{1}{\Delta_\lambda} \sum_\lambda m_\theta \mathbf{f}_\lambda(\mathbf{q}) + \frac{1}{\Delta_\theta} \sum_\theta m_\lambda \mathbf{f}_\theta(\mathbf{q}) = \mathbf{S}_g \quad (4.9)$$

Donde los sumandos se calculan sobre las caras de cada celda para cada dirección y \mathbf{S}_g es un término fuente geométrico resultante de la integración de los símbolos de Christoffel, ver (Danta(2011)), del vector \mathbf{q} . De manera que \mathbf{S}_g vale:

$$\mathbf{S}_g = \begin{pmatrix} 0 \\ -\frac{g}{2} h^2 \partial_\lambda m_\theta + h f_G \nu \\ -\frac{g}{2} h^2 \partial_\theta m_\lambda - h f_G u \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

con:

$$f_G = \nu \partial_\lambda : m_\theta - u \partial_\theta : m_\lambda \quad (4.11)$$

Estas son las ecuaciones de Saint-Venant expresadas en coordenadas curvilíneas, para el caso particular de coordenadas esféricas tenemos:

$$m_\lambda = R \cos \theta, \quad m_\theta = R, \quad \partial_\lambda m_\theta = 0, \quad \partial_\theta m_\lambda = -R \sin \theta \quad (4.12)$$

Capítulo 5

El modelo numérico

Los sistemas hiperbólicos de ecuaciones conservativas son bastante frecuentes en la naturaleza, por lo tanto los intentos de resolución numérica de estos sistemas son objeto de investigación. En este caso tratamos con las ecuaciones 2-D de Saint-Venant 4.6 las cuales entran dentro del grupo de sistemas hiperbólicos mencionados anteriormente. Uno de los métodos existentes para resolver estas ecuaciones es el de Gondunov para volúmenes finitos en el cual el flujo en los contornos del dominio (Σ en la notación empleada anteriormente) se calcula teniendo en cuenta los valores del mismo aguas arriba de los contornos, este método fue desarrollado inicialmente para resolver las ecuaciones bidimensionales de Euler para gases compresibles, sin embargo se puede hacer una analogía entre las ecuaciones de Euler y las ecuaciones de Saint-Venant donde el calado h juega el rol de la densidad del aire.

Dentro del contexto de las ecuaciones de Saint-Venant, Popinet en (Popinet(2011)) menciona la aparición de dos problemas adicionales que no suelen surgir cuando tratamos con gases compresibles. El primer lugar surge a partir del hecho de que el calado h puede tender a cero, lo cual genera el problema de la distinción entre zonas secas y zonas húmedas (esto sería análogo a que la densidad del gas tendiese a cero). A parte de los problemas de estabilidad numérica que ocasiona esto, tenemos otros problemas desde el punto de vista físico. En estas regiones, esta disminución del calado da lugar a que el flujo pase a ser supercrítico ($Fr > 1$) lo cual también lleva asociado la aparición de un fenómeno conocido como resalto hidráulico. En este caso la aproximación de onda larga que hicimos anteriormente deja de ser formalmente válida.

El segundo problema surge a la hora de conseguir la preservación de la condición *lake-at-rest* en la solución de equilibrio desde el punto de vista numérico. Por otro lado, en este caso el problema recae únicamente en un aspecto numérico, por lo tanto no tiene implicaciones en la validez (desde el punto de la física) del modelo empleado. La problemática surge de que el equilibrio *lake-at-rest* se obtiene de un balance de dos términos: el gradiente de la batimetría, y el gradiente del calado, los cuales son calculado por métodos numéricos independientes. Si esta discretización no se hace cuidadosamente no

5.1. Discretización espacial y temporal

hay garantía que los errores de cada uno se compensen entre ellos. Si los métodos numéricos son lo suficientemente robustos, estos errores tenderán a cero a medida que aumenta la resolución espacial de manera que el equilibrio *lake-at-rest* se acabará reconstruyendo de manera asintótica. Por otro lado (Popinet(2011)) afirma que sería deseable que la salvaguarda de este equilibrio fuese independiente de la resolución espacial empleada.

El software elegido para este trabajo ha sido Gerris¹ desarrollado por Stéphane Popinet, los detalles del método numérico implementado en Gerris que han sido consultado para este trabajo se encuentran extensamente descritos (Popinet(2003), Popinet(2011), Popinet(2012)).

5.1. Discretización espacial y temporal

Para la discretización espacial del problema, (Popinet(2011)) emplea el esquema numérico propuesto por Audusse et al (2004). Este esquema dentro de la familia de los métodos CFD² pertenece a los del tipo VOF³, y es el método que se encuentra implementado dentro del módulo GfsRiver⁴ de Gerris debido a que resuelve correctamente los problemas mencionados en el apartado anterior con un coste computacional aceptable.

Veamos de manera somera este esquema⁵ para el caso 1D, el cual viene detallado en la siguiente ecuación:

$$\Delta x_i \partial_t \mathbf{q}_i + \mathcal{F}_l(\mathbf{q}_{i,r}, \mathbf{q}_{i+1,l}, z_{i,r}, z_{i+1,l}) - \mathcal{F}_r(\mathbf{q}_{i-1,r}, \mathbf{q}_{i,l}, z_{i-1,r}, z_{i,l}) = S_{ci} \quad (5.1)$$

donde i es el subíndice de cada volumen de control para el caso unidimensional, ver figura 5.1, los subíndices l y r representan si el valor está reconstruido bien en el lado derecho o en el izquierdo de las caras entre los volúmenes de control. Los términos fuente \mathcal{F}_l y \mathcal{F}_r vienen definidos en las siguientes ecuaciones:

$$\mathcal{F}_l(\mathbf{q}_i, \mathbf{q}_{i+1}, z_i, z_{i+1}) = \mathcal{F}(\mathbf{q}_{i+1/2-}, \mathbf{q}_{i+1/2+}) + \begin{pmatrix} 0 \\ \frac{1}{2}gh_i^2 - \frac{1}{2}gh_{i+1/2-}^2 \end{pmatrix} \quad (5.2)$$

$$\mathcal{F}_r(\mathbf{q}_i, \mathbf{q}_{i+1}, z_i, z_{i+1}) = \mathcal{F}(\mathbf{q}_{i+1/2-}, \mathbf{q}_{i+1/2+}) + \begin{pmatrix} 0 \\ \frac{1}{2}gh_{i+1}^2 - \frac{1}{2}gh_{i+1/2+}^2 \end{pmatrix} \quad (5.3)$$

¹Los detalles del software pueden consultarse en Gerris.

²Computational fluid dynamics

³Volume of fluid

⁴Detalles y bibliografía adicional en GfsRiver.

⁵Durante este apartado, se empleará un leve cambio en la notación, z representará a z_b , con el objeto de obtener una formulación más clara del problema.

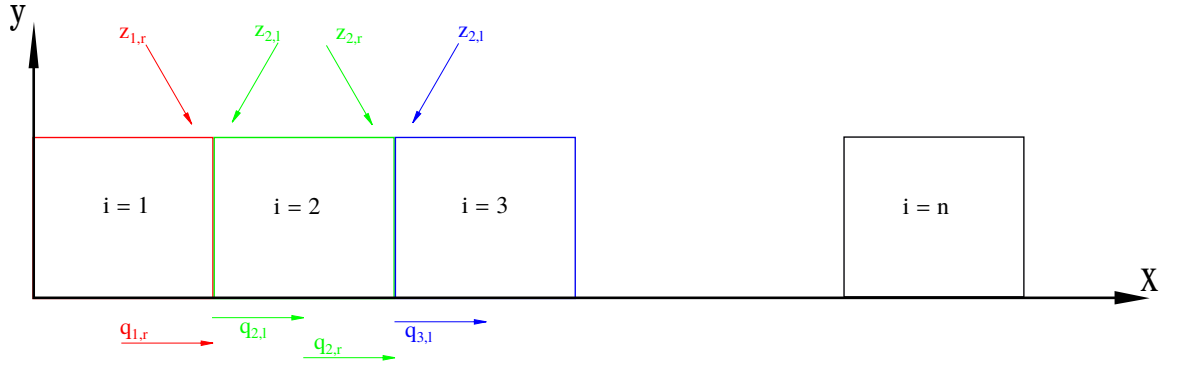


Figura 5.1: Esquema volumen de control 1-D

Una descripción más exhaustiva de las ecuaciones 5.1, 5.2 y 5.3 se puede consultar en (Popinet(2011)) o bien en el artículo original (Audusse *et al.*(2004)Audusse, Bouchut, Bristeau, Klein & Perthame). Popinet resalta que la elección de este esquema numérico viene motivada por la conservación de la condición *lake-at-rest* y que asegura que el fluido siempre tiene profundidad positiva. La extensión de este esquema 1-D a 2-D se puede resumir de la siguiente manera:

1. Término predictivo

$$\mathbf{q}_{ij}^{n+1/2} = \mathbf{q}_{ij}^n - \frac{\Delta t}{2} \mathbf{F}_{ij}^n + \frac{\Delta t}{2} \mathbf{S}_{cij} \quad (5.4)$$

2. Término corrector

$$\mathbf{q}_{ij}^{n+1} = \mathbf{q}_{ij}^n - \Delta t \mathbf{F}_{ij}^{n+1/2} + \Delta t \mathbf{S}_{cij} \quad (5.5)$$

Siendo

$$\begin{aligned} \mathbf{F}_{ij}^n = & \Delta x_{ij} \mathcal{F}_l(\mathbf{q}_{ij,r}^n, \mathbf{q}_{i+1j,l}^n, z_{ij,r}, z_{i+1j,l}) \\ & - \Delta x_{ij} \mathcal{F}_r(\mathbf{q}_{i-1j,r}^n, \mathbf{q}_{ij,l}^n, z_{i-1j,r}, z_{ij,l}) \\ & + \Delta y_{ij} \mathcal{F}_b(\mathbf{q}_{ij,t}^n, \mathbf{q}_{i+1j,b}^n, z_{ij,t}, z_{i+1j,b}) \\ & - \Delta y_{ij} \mathcal{F}_t(\mathbf{q}_{i-1j,t}^n, \mathbf{q}_{ij,b}^n, z_{i-1j,t}, z_{ij,b}) \end{aligned} \quad (5.6)$$

donde los subíndices t y b denotan respectivamente "top" y "bottom".

Al tener este esquema de manera explícita la variable temporal, necesita verificar la condición de de estabilidad Courant-Friedrich-Levy, conocido de manera genérica como número de Courant, es el cociente entre el intervalo de tiempo y el tiempo de residencia en un volumen finito: $C < \frac{u_x \Delta t}{\Delta x} + \frac{u_y \Delta t}{\Delta y}$, donde C es el número de Courant, (u_x, u_y) es la velocidad, Δt es el intervalo de tiempo y $(\Delta x, \Delta y)$ es el intervalo espacial. Este parámetro particularizado para el caso de los tsunamis se encuentra detallado en (Popinet(2011)).

5.2. Mallado adaptativo ("quadtree-adaptive model")

Esta condición impone cual es el mínimo intervalo temporal que ha de emplearse para no tener problemas de inestabilidad de carácter numérico. En el caso de los tsunamis, el número de Froude ⁶ es menor que uno en todo el dominio, por lo tanto el paso de tiempo viene delimitado por la velocidad de propagación de ondas en aguas profundas.

5.2. Mallado adaptativo ("quadtree-adaptive model")

Gerris emplea una discretización espacial en forma de *quadtree* (*octree* para el caso 3-D) la cual permite una eficiente⁷ adaptación del mallado al problema. Un ejemplo de la estructura *quadtree* se puede ver en la figura 5.2, este esquema de mallado es descrito en (Popinet(2003)) como un árbol genealógico, donde cada "celda padre" tiene cero o cuatro "celdas hijas". Según este esquema, si nuestro dominio fuese un cuadrado (o un cubo en el caso *octree*) con una arista de longitud un metro, para un nivel de discretización de 16 (como es el caso de la simulación realizada en este trabajo), el tamaño de celda correspondiente a este nivel sería de $1,526 \times 10^{-5} m$. Esto es resultado de calcular el número de celdas si todo el cuadrado estuviese discretizado al nivel 16, es decir: $N = 2^{2L}$, donde N es el número total de celdas, y L es el nivel de discretización en cuestión, y luego determinar el ancho de cada celda de la siguiente manera: $L_{celda} = \frac{L_{dominio}}{\sqrt[2]{N}}$.

Un importante parámetro para una celda dada es el nivel dentro de este árbol. La celda inicial tiene nivel 0 por convenio y dicho nivel aumenta sucesivamente a medida que se discretiza cada celda. Una manera de simplificar la programación de este método es obligar a que el mallado cumpla una sencilla regla, en todas las celdas la discretización de su celda vecina no puede diferir en más de un nivel con respecto a ella misma, esto reduce el número de configuraciones de las celdas adyacentes a dos, (1) la celda vecina tiene el mismo nivel, es decir, lo mismo que una malla cartesiana. (2) Dos celdas de un nivel $i+1$ comparten borde con una celda de nivel i .

A la hora de saber donde refinar y donde usar una malla más gruesa, hay que establecer un criterio de mallado, que permita a la malla dinámica discernir aquellos puntos del dominio que requieran una malla más fina para cada intervalo. La elección de este criterio no es algo trivial y requiere tener en cuenta dos aspectos fundamentales, por un lado el aspecto numérico⁸, tales como el número máximo de celdas permitidas en el dominio, el nivel máximo de mallado,... Y por otro lado el aspecto físico, es decir, un criterio que le indique al motor de mallado de Gerris donde va a ser necesaria una malla más fina, este criterio depende únicamente del tipo de problema que se esté resolviendo. Para el caso de un tsunami el criterio empleado se basa en el gradiente⁹ de la elevación de la interfase libre $\eta = z_b + h$. Con este criterio, las celdas se refinan donde se cumpla:

⁶Parámetro adimensional que compara las fuerzas inerciales con las gravitatorias $F_r = \frac{|u|}{\sqrt{gh}}$

⁷Bajo coste computacional

⁸Todas las variables que permiten controlar el aspecto numérico del mallado se encuentran en GfsAdapt.

⁹Ver GfsAdaptGradient.

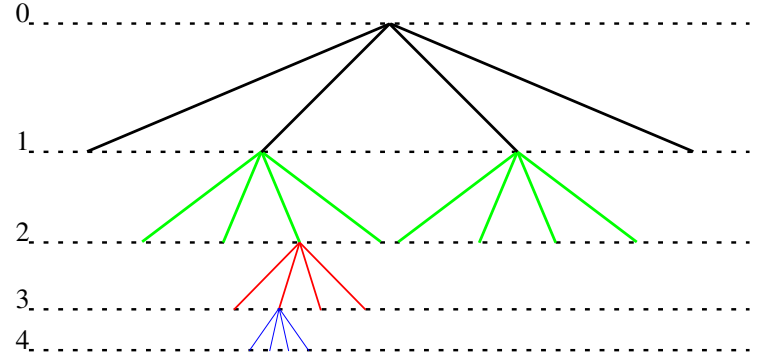
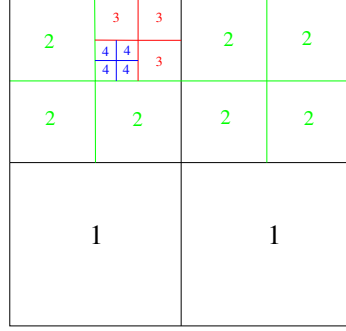


Figura 5.2: Ejemplo de la discretización *quadtree* (izquierda) junto con su representación lógica (derecha).

$$|\nabla\eta|\Delta > \epsilon \quad (5.7)$$

Donde $\Delta = \Delta x = \Delta y$ es el tamaño de celda en cada punto y ϵ es un parámetro ajustable que representa de el máximo error permitido para el cálculo de η por un método de segundo orden. Sin embargo, aunque nuestro método de cálculo formalmente es de segundo orden para variaciones suaves de la onda, en las zonas secas por las que se propaga el frente del tsunami el método de cálculo empleado es de primer orden, y es en esas zonas donde se producirán los mayores errores. Por otro lado a su vez es necesario establecer un criterio que permita disminuir el nivel de mallado de una zona una vez que ya no es necesaria una malla tan fina. El criterio empleado es el siguiente:

$$|\nabla\eta|\Delta < \frac{\epsilon}{\beta} \quad (5.8)$$

Si el coste computacional de una zona del mallado cumple con el criterio 5.8, se baja el nivel de refinado de estas celdas. El valor de la celda *padre* resultante se obtiene promediando el valor de las celdas *hijas*. Un valor típico de β es 2.

Todos los detalles de la implementación de este método de mallado se encuentran en (Popinet(2003)).

En la imágenes 5.3 y 5.4 tenemos un ejemplo de como funciona el mallado adaptativo sobre el caso del tsunami. La imagen 5.3 nos muestra claramente cuales han sido los criterios de mallado empleados, por un lado vemos que la zona de la falla está cuidadosamente mallada, ya que la correcta reconstrucción de sobre-elevación del fondo oceánico es de vital importancia para el resto de la solución. Por otro lado vemos también como el mallado es más fino en el frente de avance de la ola. En la otra imagen vemos como evoluciona el nivel de mallado para hacer frente a los requisitos impuestos, y como en efecto se reconstruye la batimetría como veremos en 5.3.

5.3. Mallado adaptativo ("quadtree-adaptive model")

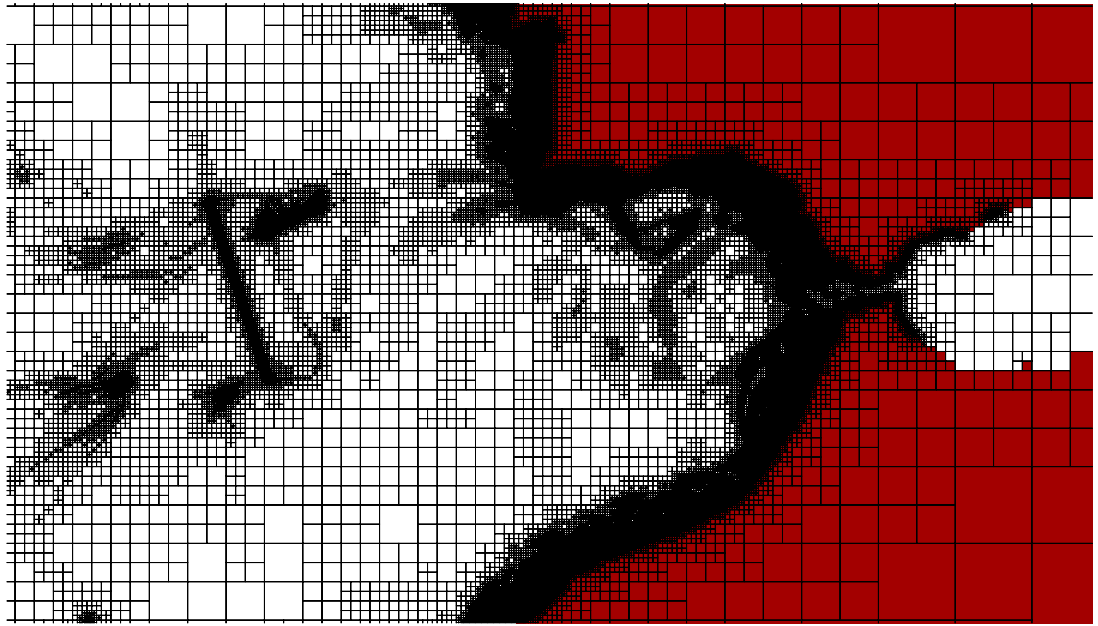


Figura 5.3: Ejemplo práctico del mallado adaptativo sobre el tsunami de Lisboa en las proximidades de la península ibérica.

5.3. Reconstrucción del terreno

Un aspecto importante en la simulación de tsunamis es el manejo de grandes bases de datos¹⁰ de batimetría/topografía. Estas bases de datos combinan fuentes de distintas resoluciones espaciales, por un lado la batimetría correspondiente al océano profundo trabaja con mallas de resolución del orden de kilómetros, y por otro lado la batimetría de las zonas cercanas a costa suele tener una resolución del orden de metros. Estas bases de datos en muchos casos también pueden solaparse, existen diversas estrategias para solventar estos solapamientos. En el caso de Gerris¹¹ se trabaja con un sistema de ponderación (valores de 0 a 1), según el cual se le asigna una mayor importancia a la batimetría de mayor resolución en estas zonas de solape frente a la batimetría de menor resolución.

Para los métodos de mallado estático, el acceso a estas bases de datos tiene lugar únicamente durante el preproceso¹². Sin embargo para el caso de los métodos de malla adaptativa, es necesario acceder a la topografía/batimetría cada vez que se genera una nueva malla. El algoritmo de acceso y los criterios de reconstrucción de la batimetría se encuentran en los apéndices de (Popinet(2011)). Un problema importante que ocurre cuando se refina la malla es como afecta la reconstrucción de la batimetría a la preservación del equilibrio *lake-at-rest* y/o la conservación de la masa. El problema se resume en la imagen 5.5, partimos del caso declarado en la figura 5.5a donde la línea de puntos representa

¹⁰El formato para estas bases de datos que emplea Gerris es el .kdt basado en el *k-dimensional tree* que es una manera de estructurar datos espacialmente.

¹¹Los detalles del tratamiento del terreno se encuentran en GfsRefineTerrain.

¹²Generación de la malla.

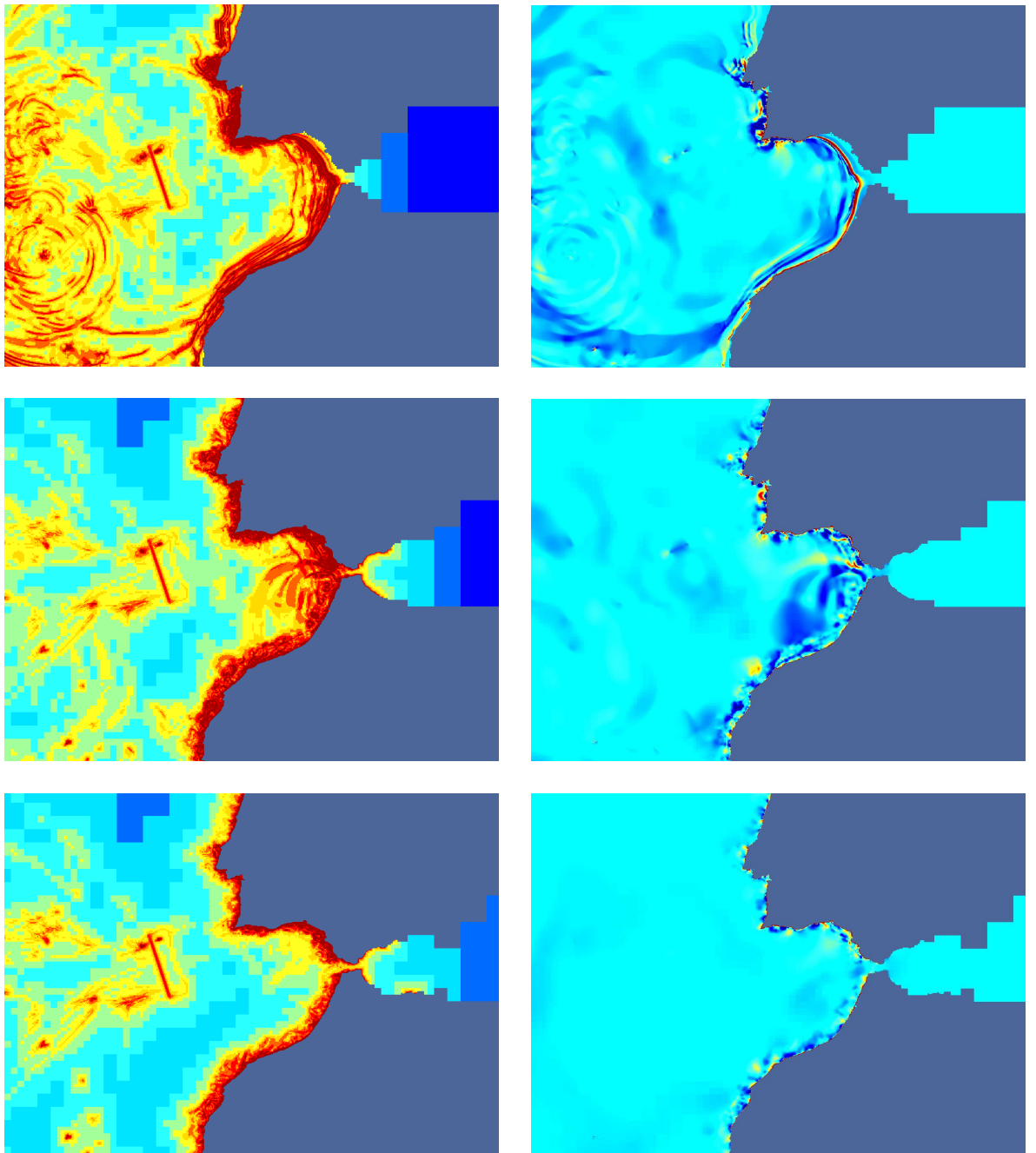


Figura 5.4: Las imágenes de la izquierda muestran el nivel de mallado según una escala de colores, donde el rojo representa el nivel más fino, en este caso el 15 y el azul intenso el más grueso, en este caso el 5.

5.3. Mallado adaptativo ("quadtree-adaptive model")

el datum, línea azul la interfase libre y la línea horizontal negra la batimetría, al refinar la celda central en la figura 5.5b vemos como para poder preservar la condición de equilibrio *lake-at-rest* hay que violar la conservación de la masa. Una solución posible para este problema sería recalcular la batimetría por completo cada vez que se refina la malla, esto supondría un gran coste computacional, por lo que (Popinet(2003)) la desecha, finalmente la opción escogida es elegir en cada paso que se va a preservar, si la conservación de la masa o la del equilibrio *lake-at-rest*. Para el caso de los tsunamis (Popinet(2011)) resalta que preservar únicamente el equilibrio *lake-at-rest* da buenos resultados en la práctica.

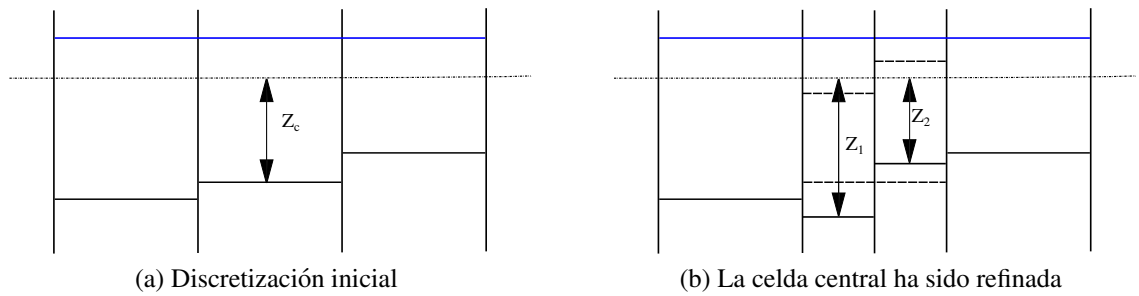


Figura 5.5: Esquema de la reconstrucción de la batimetría

Capítulo 6

Análisis de resultados

En este apartado, se discutirán los datos obtenidos por el modelo numérico, partiremos de lo general comentando la diferencia entre ambas fuentes en el apartado 6.1, pasando por un análisis más numérico de la fiabilidad de los datos en los apartados 6.2 y 6.3 y finalmente llegando a un análisis más particular en el apartado 6.4. Todo estos resultados en contraste con los datos aportados en el apartado 2 nos permitirá determinar cual de las dos posibles fuentes es la más idónea para recrear lo ocurrido en el tsunami de Lisboa.

6.1. Comparación entre las fuentes

Para comparar los diferentes efectos del tsunami tomando como epicentro la fuente 5 o la fuente 8 como se comentó en el apartado 3.2.4 y las cuales pueden verse localizadas en el mapa de la figura 6.1.

El dominio de cálculo empleado es un cuadrado con una longitud de arista de 10660 km centrado en las coordenadas sexagesimales (-40,20), por lo que dicho dominio abarca completamente la parte norte del océano Atlántico y buena parte de la zona correspondiente al hemisferio sur del Atlántico. Se han elegido estas dimensiones para la simulación con el objeto de comprobar el alcance del tsunami a lo largo del Atlántico. En todo momento las unidades empleadas han sido metros y segundos, de forma que si no se dice lo contrario estas serán las unidades de los sucesivos gráficos.

Cuando se hacen simulaciones de propagación de tsunamis, interesa representar un mapa con las alturas de ola máxima alcanzadas en cada punto, de forma que se pueda apreciar de manera gráfica y efectiva cuales son las zonas más afectadas por el tsunami y así poder discernir con propiedad cual de las dos fuentes implica una mayor peligrosidad a gran escala, sin tener en cuenta el factor del tiempo de llegada a las costas. Con este propósito tenemos las figuras 6.2 y 6.3 las cuales han sido generadas por GfsView¹ y como hemos dicho antes representan la altura de ola máxima alcanzada por el tsunami

¹Programa que se emplea para visualizar los resultados de Gerris

6.1. Comparación entre las fuentes

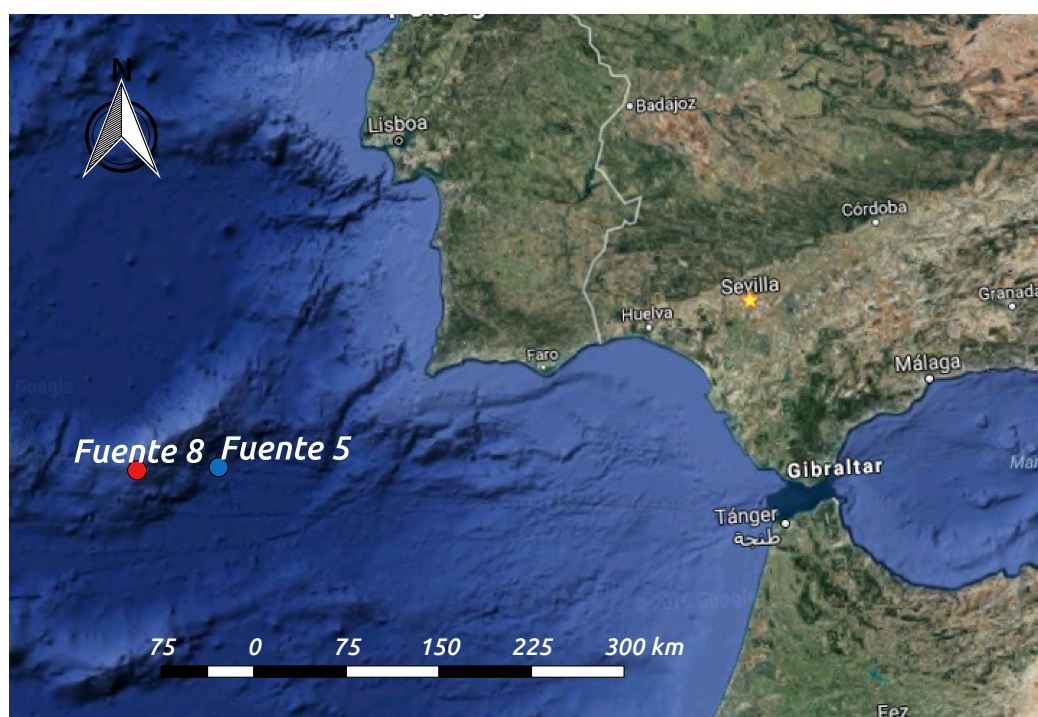


Figura 6.1: Imagen aérea de la localización de las fuentes

para cada fuente en dos escalas espaciales diferentes. En un primer análisis cualitativo se aprecia que la fuente 5 tiene una menor afección fuera de las cercanías de la península ibérica que la fuente 8. Empezaremos analizando los datos obtenidos en las costas de Europa y posteriormente las costas del continente Americano.

6.1.1. Análisis global del continente europeo

La costa de Europa fue sin dudas la más afectada por el tsunami de Lisboa, y por ello, junto con ser zonas muy pobladas por la época es sin dudas de donde se tienen más reportes de daños, ver tablas 2.1 y 2.2. De la costa europea, los efectos en la zona de la península ibérica y alrededores se comentan más detalladamente en 6.4.

De la misma manera que para el Atlántico tenemos una imagen de las altura de ola máxima alcanzadas, para la costa de Europa tenemos una imagen similar. En este caso, las imágenes de la figura 6.3 nos muestra para las dos posibles fuentes del tsunami, a escala del continente europeo, cuales fueron las zonas de mayor peligrosidad.

En la figura 6.3 queda patente como la localización de la fuente afecta significativamente al resultado del cálculo, en el caso de la fuente 8 la localización hace que la mayor parte del frente de onda que golpea a la península es absorbida por la costa oeste de Portugal, por lo que el impacto sobre la costa del Golfo de Cádiz y la costa marroquí es menor.

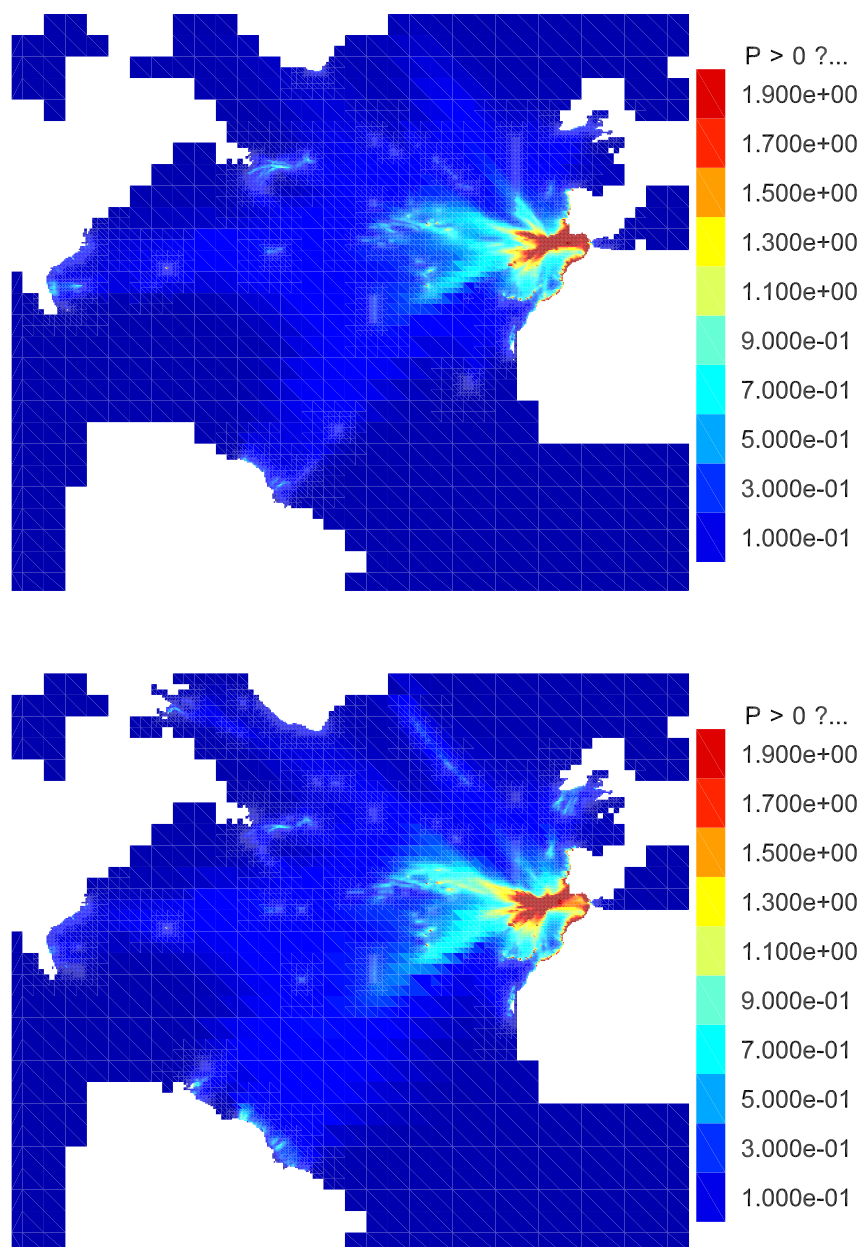


Figura 6.2: De arriba a bajo, gráfico con los valores de ola máxima alcanzados en el Atlántico para la fuente 5 y gráfico con los valores de ola máxima alcanzados en el Atlántico para la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.

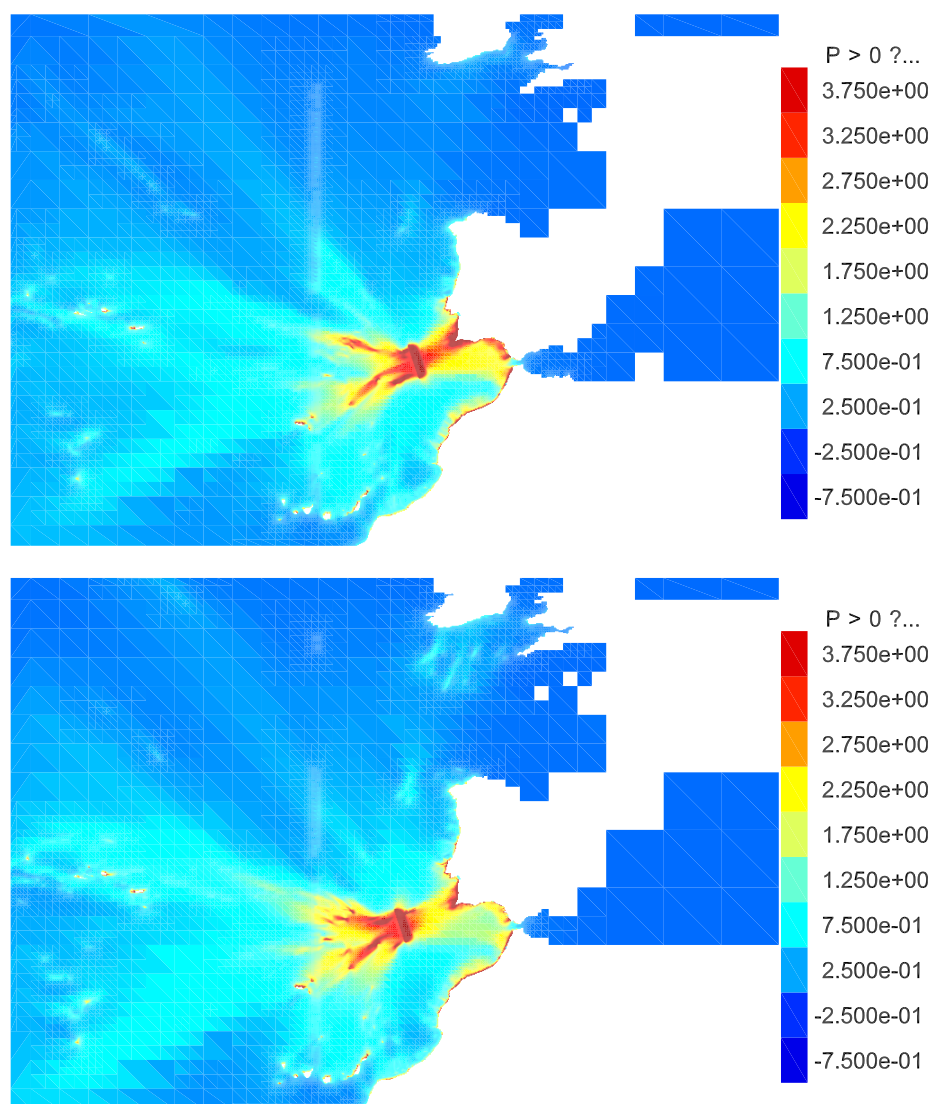
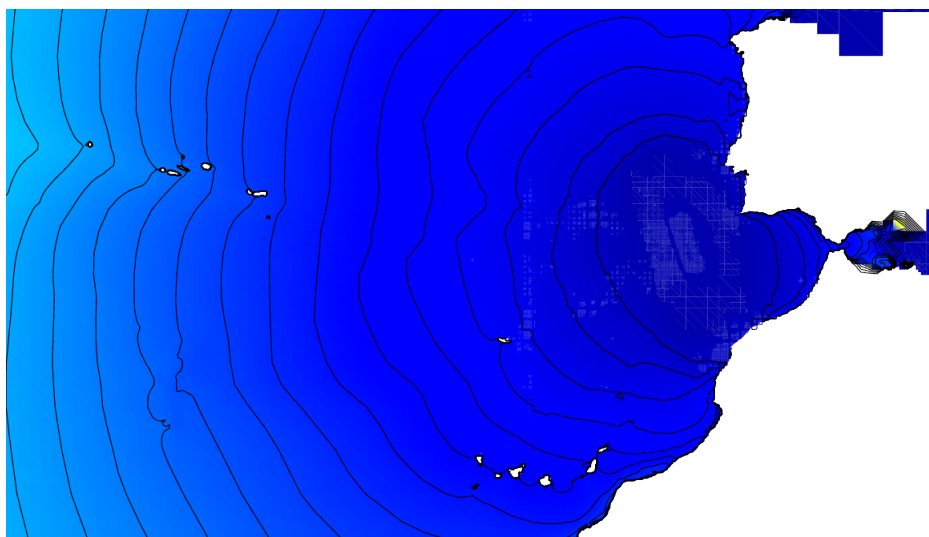


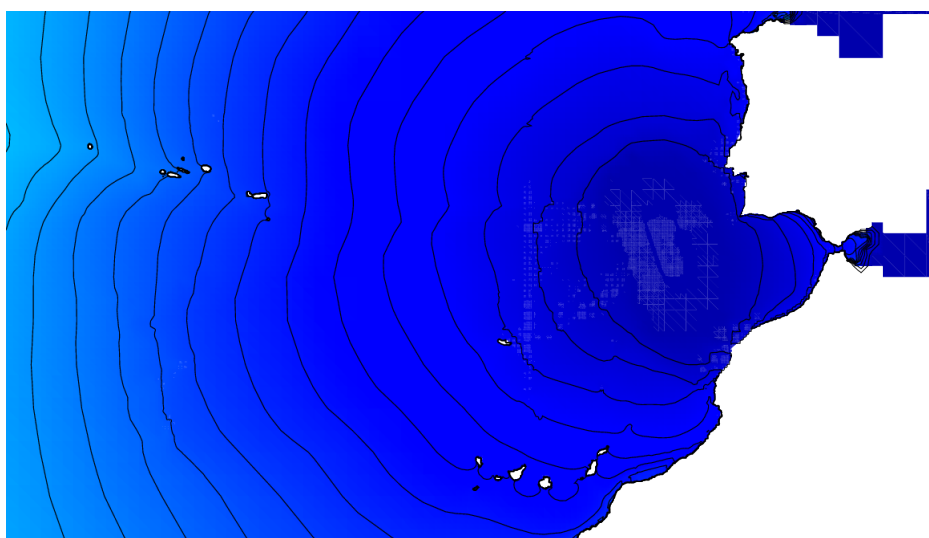
Figura 6.3: De arriba a bajo, gráfico con los valores de ola máxima alcanzados en la costa europea para la fuente 5 y gráfico con los valores de ola máxima alcanzados en la costa europea para la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.

Por otro lado en el caso de la fuente 5, ocurre lo contrario, la mayor parte del frente de onda del tsunami es absorbido por el Cabo de San Vicente, la costa del Golfo de Cádiz y la costa marroquí. A una escala más amplia se observa claramente como la fuente 5 tiene una mayor afección sobre la costa de la península ibérica que la fuente 8, obsérvese por ejemplo como para el caso de la costa del Golfo de Cádiz las zonas en las que se alcanzan las mayores alturas de ola son significativamente de mayor extensión en el caso de la fuente 5 que en la fuente 8. Por otro lado la fuente 8 tiene una mayor afección a escala global que la fuente 5, ver figura 6.2, se aprecia con suma claridad como para la fuente 8 las zonas en las que se alcanzaron olas de más de 2 m de altura son significativamente mayores que para la fuente 5 en dirección oeste, y por otro lado el impacto sobre la costa de Irlanda y el suroeste de la isla de Gran Bretaña es notoriamente superior en el caso de la fuente 8 que en la fuente 5. Se observa en la figura 6.4 que en el caso de la fuente 5, las primeras zonas en ser golpeadas por el tsunami en un intervalo de aproximadamente 15 minutos son las costas de Marruecos y el cabo San Vicente y 30 minutos para Lisboa, por otro lado para la fuente 8 existe cierto retraso para la llegada del tsunami a las costas señaladas a excepción de las costas del cabo San Vicente, donde la llegada del tsunami se produce casi simultáneamente, lo cual se asemeja más a los reportes históricos detallados en la tabla 2.4. Por otro lado, se observa que a la isla de Madeira, para la fuente 5 el tiempo de llegada fue de aproximadamente una hora, mientras que para la fuente 8 fue de poco más de 45 minutos, lo cual dista mucho de los reportes históricos de las tablas 2.4 y 3.2, pero se asemeja en ambos casos a lo estimado por (Barkan *et al.* (2009) Barkan, ten Brink & Lin). Y finalmente si nos fijamos en las islas Azores, concretamente en la isla de São Miguel que es la mayor al este, la diferencia entre ambas fuentes es de aproximadamente 15 minutos, siendo el tsunami provocado por la fuente 8 el primero en llegar.

Recordemos del apartado 3.2.4 que la única diferencia entre las fuentes es la ubicación del hipocentro, el resto de los parámetros empleados son exactamente iguales, por lo tanto surge la cuestión de porqué para el caso de la fuente 5 la peligrosidad del tsunami se acrecienta en la orientación este, mientras que para la fuente 8 es en la orientación oeste, esto se debe a la existencia de una cordillera submarina que afecta de manera singular al tsunami, si nos fijamos en la figura 6.5, se ve con claridad como en efecto tenemos una cordillera submarina entre ambas fuentes, por lo tanto para la fuente 5, esta montaña se queda situada al oeste, lo cual junto con ser la fuente más cercana a la costa de la península Ibérica explica lo señalado anteriormente. En el caso de la fuente 8, dicha cordillera queda situada al este, de manera que protege moderadamente del tsunami a la costa de la península, al reducir localmente el calado y por lo tanto disminuir la velocidad de propagación de la onda. Por otro lado, si nos fijamos en la batimetría de la zona con detenimiento vemos que al norte de las fuentes tenemos la cordillera anteriormente señalada, y al sur tenemos otra cordillera, de manera que entre ambas se sitúan las fuentes y crean una forma de canal con aperturas divergentes en ambos extremos, lo cual propicia la característica forma de abanico cerrado que se aprecia en las figuras 6.2 y 6.6 en la primera se representa las alturas de ola máxima alcanzadas durante la propagación del tsunami en el atlántico y en la segunda la altura de ola máxima en las cercanías a las fuentes junto con la representación en forma de curvas de nivel de la batimetría existente en las cercanías,



(a) Isolíneas de tiempo para la fuente 5



(b) Isolíneas de tiempo para la fuente 8

Figura 6.4: Isolíneas de tiempo para la costa europea e islas cercanas de ambas fuentes, cada isolínea representa 15 minutos.

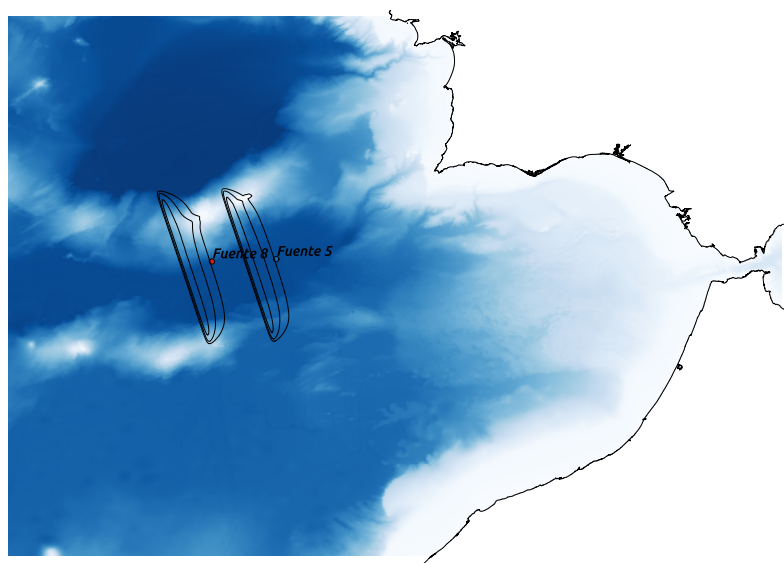


Figura 6.5: Batimetría existente en las cercanías del terremoto junto con la deformación local del terreno producida por el terremoto. En los colores más claros tenemos los puntos de menor profundidad, mientras que en los colores más oscuros tenemos las zonas más profundas.

la imagen 6.6 es crucial para entender cómo las cordilleras de las que hablábamos anteriormente son parcialmente responsables junto con la orientación de ambas fuentes de las zonas en las que se dan las mayores alturas de olas, esto se aprecia en que en estas zonas la forma curvilínea adoptada se ajusta a la propia curvatura de la cordillera. Sin embargo, en ambos casos los efectos de la batimetría en las proximidades del hipocentro de ambas fuentes sobre la costa africana y de las islas canarias no parece relevante a simple vista.

Otro punto de interés en el análisis a la costa del continente europeo, es la afección a la propia costa de la isla de Gran Bretaña, ya que de esta zona existen numerosos reportes de daños producidos por el tsunami como vemos en la tabla 2.1 y resulta un buen punto de control para la comparación entre ambas fuentes. De la costa de Irlanda, el modelo predice una longitud afectada de 714 km para la fuente 5 y 834 km para la fuente 8, y para la costa de Inglaterra 600 km en el caso de la fuente 5 y 800 km en el caso de la fuente 8. Concretamente tenemos dos sitios de interés, Plymouth (Inglaterra) una ciudad costera que se encuentra en la bahía de Wembury entre la desembocadura de los ríos Plym y Tamar, y Kinsale (Irlanda) es un pueblo costero en la desembocadura del río Bandon. Se observa que tanto la fuente 5 como la fuente 8 afectan significativamente a la costa de Irlanda tal y como señalan los reportes históricos, sin embargo ninguna de las simulaciones revelan que la ola del tsunami afectase directamente a Plymouth, por otro lado, los informes aportados por los habitantes de la ciudad, señalan la rotura de las amarras de varias embarcaciones producidas por un movimiento inesperado del nivel del mar. De las dos fuentes para el tsunami, es la fuente 8 la que más plausiblemente habría afectado a la localidad de Plymouth ya que es la única que afecta ligeramente a la costa sur

6.1. Comparación entre las fuentes

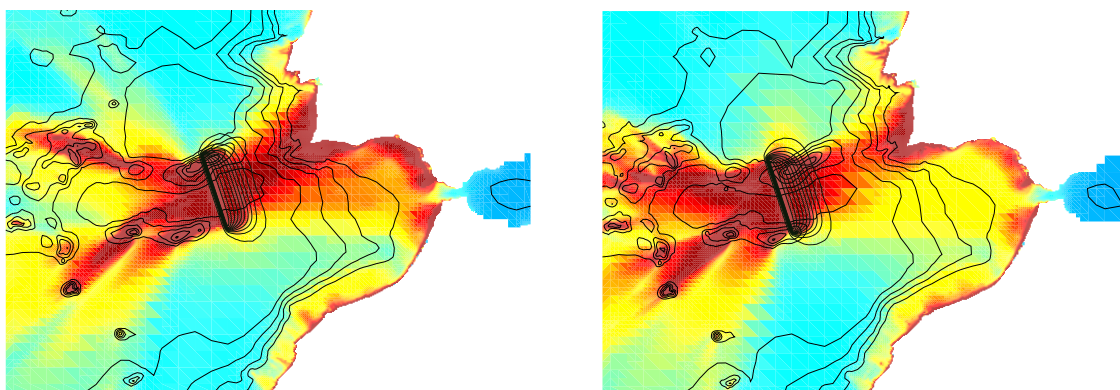


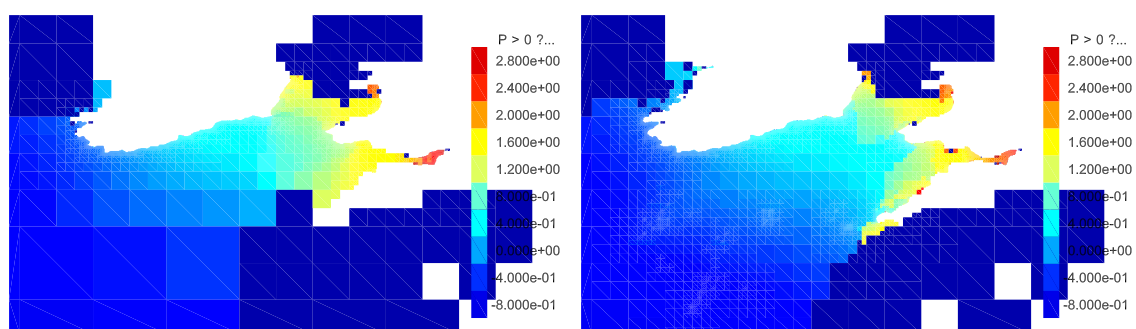
Figura 6.6: La batimetría existente en las cercanías de ambas fuentes es claramente determinante en la propagación del tsunami. De izquierda a derecha tenemos los resultados para la fuente 5 y la fuente 8.

de Inglaterra como se observa en las imágenes de la figura 6.7. Por otro lado, se aprecia que la propagación de la onda del tsunami en las cercanías de las islas de Inglaterra e Irlanda es notoriamente más lenta que en otros puntos de costa más abiertos tal y como se aprecia en la figura 6.7b, esto se encuentra motivado sin dudas por la cercanía a las islas, y por el reducido calado, característico del mar del Norte.

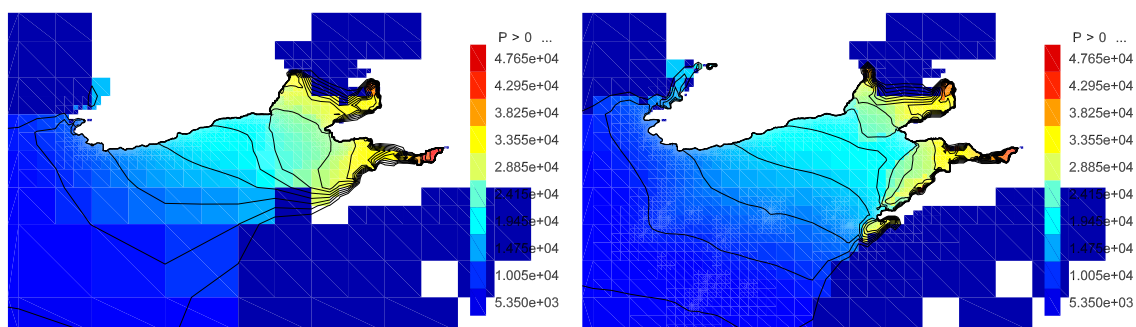
6.1.2. Análisis global del continente americano

Diversos informes históricos revelan que las zonas de la costa del continente americano principalmente afectadas por el tsunami de Lisboa, son las actualmente pertenecientes a ciertas regiones de los Estados Unidos, Brasil y algunas de las islas del Caribe. Aunque en algunos casos únicamente hay reseñas de la llegada del tsunami sin *run-up* tal y como se detalla en 3.1.

En primer lugar tenemos los datos obtenidos de la llegada del tsunami a las costas de América del Sur que apuntan que la posible afección del tsunami a lo largo de su costa abarcó en el caso de la fuente 5 una longitud de aproximadamente 970 km y en el caso de la fuente 8 de 2650 km, extendiéndose el efecto del tsunami en ambos casos desde la costa de Brasil que corta con la línea imaginaria del Ecuador hasta las costas de Surinam y la Guyana Francesa, sin embargo la fuente 8 afecta también a las costas de Trinidad y Tobago y algunas otras islas del Caribe que se encuentran en las cercanías de América del Sur, dando veracidad a la fuente 8 como posible fuente del tsunami de Lisboa. En otro aspecto, la figura 6.8a revela que los efectos producidos por la fuente 8 son mayores al alcanzarse mayores alturas de olas en esa zona que los de la fuente 5, llegando a algunos puntos olas del orden de un metro de altura en el caso de la fuente 8, mientras que para la fuente 5 las olas no llegan al medio metro; por lo tanto existe una diferencia en el impacto del tsunami significativamente mayor en un caso que en otro.



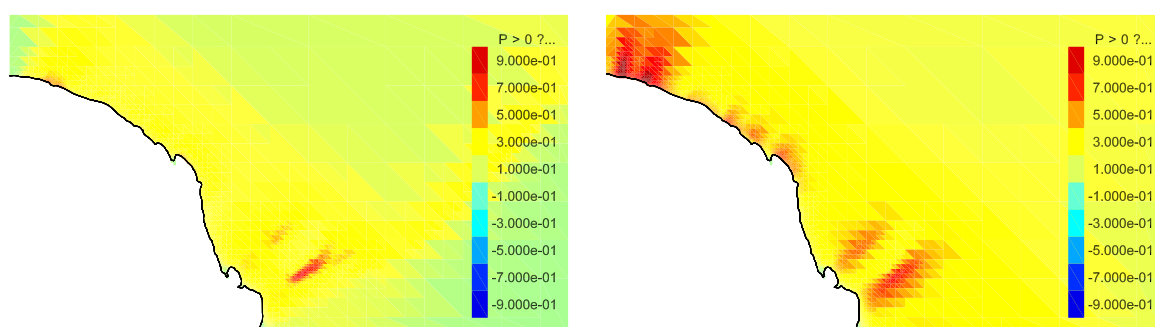
(a) Gráficos de altura de ola máxima en metros en la isla de Gran Bretaña, de izquierda a derecha tenemos los resultados obtenidos por las fuentes 5 y 8.



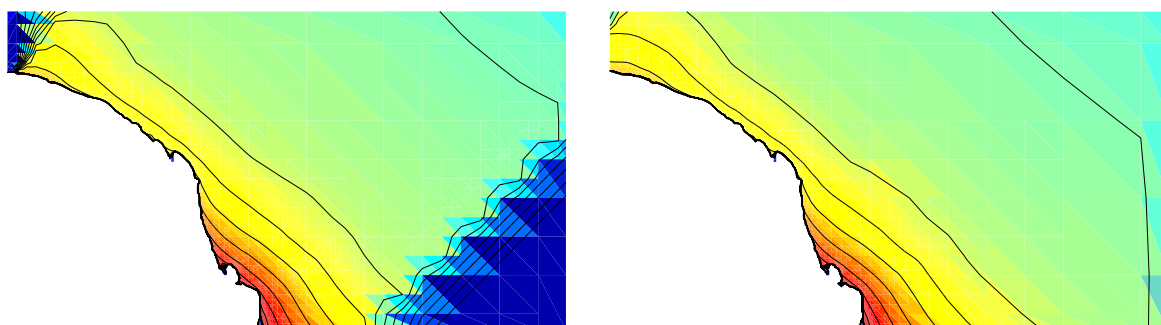
(b) Isolíneas de tiempo de la llegada del tsunami a la isla de Gran Bretaña con intervalos de una hora, de izquierda a derecha tenemos los resultados obtenidos para las fuentes 5 y 8.

Figura 6.7: Análisis de propagación y altura de ola máxima obtenidos en en Gran Bretaña.

6.1. Comparación entre las fuentes



(a) De izquierda a derecha, representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para la fuente 5 y de la fuente 8 en la costa de Brasil, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.



(b) De izquierda a derecha, representación gráfica de las isolíneas de tiempo calculada para la fuente 5 y de la fuente 8 en la costa de Brasil, en ambos casos, los intervalos son de 15 minutos.

Figura 6.8: Análisis gráfico de resultados en la costa de Brasil

De la costa de América del Norte, se observa que la afección prevista por los modelos para la costa este de los Estados Unidos al igual que la costa este de Canadá, de la cual solo se ve afectada la zona de Terranova, es ligeramente superior para el caso de la fuente 8 que para la fuente 5, concretamente para la fuente 5 la zona de afección estimada es de 1420 km y en la fuente 8 de 1600 km, las zonas afectadas de los Estados Unidos son para ambos casos Florida, Carolina del Sur, Carolina del Norte y parte de las costas de Virginia. Por otro lado se observa que en la zona norte de esta costa, las olas procedente de la fuente 5 son ligeramente mayores que las procedentes de la fuente 8 esto es observable en la figura 6.9a, a pesar de esto, en las figuras 6.9a y 6.9b se observa claramente como la fuente 8 si afecta a las islas del Caribe tal y como está documentado en las tablas 2.1, concretamente en la parte inferior de las anteriormente citadas imágenes, en frente de la península de Florida, se observa una isla del archipiélago de las Bahamas, que en el caso de tsunami provocado por la fuente 5 no se ve afectado, al contrario que en el caso de la fuente 8, luego es esta última la que aporta los datos más fiables en esta costa. Para el caso de Groenlandia se da una situación similar al de la costa de América del sur, para la fuente 5 la zona de riesgo es de 350 km y para la fuente 8 de 1880 km, sin embargo como es lógico esta zona no supone un importante punto de control para validar los modelos ya que no hay ninguna clase de reporte histórico de esa zona. A modo de corolario podemos afirmar que para un análisis global de la costa americana, la fuente 8 tiene mayor peligrosidad que la fuente 5 al afectar a una longitud de costa significativamente mayor en un caso que en otro, y que la fuente 8 es la más veraz históricamente.

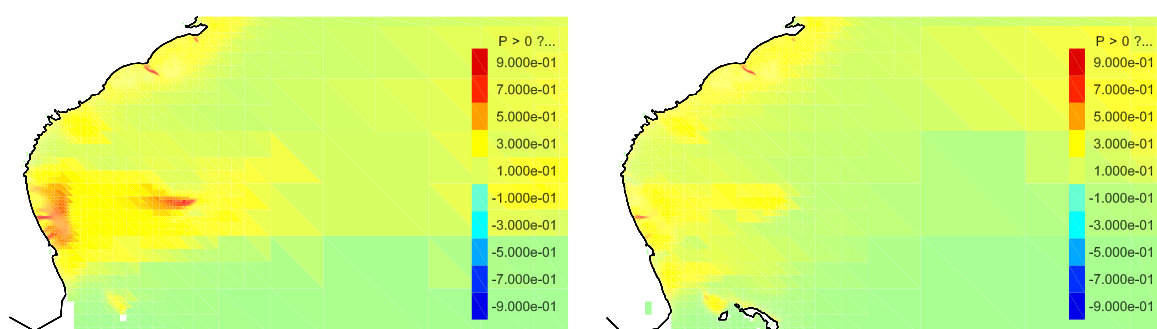
6.2. Sensibilidad del resultado a la batimetría

Para este trabajo se han empleado tres fuentes de batimetría, en primer lugar la ETOPO2 proporcionada por el NOAA², la cual tiene una resolución espacial de dos arco minuto (aproximadamente 4 km). En segundo lugar se ha empleado la batimetría EMODnet³ proporcionada por la Unión Europea, esta batimetría tiene una resolución de medio arco minuto (aproximadamente 0.9 km). Y en tercer lugar una batimetría de alta resolución de la costa de la provincia de Cádiz que abarca desde el estrecho a la desembocadura del río Guadalquivir. Para cada una de las fuentes se hizo una simulación con cada batimetría (ETOPO2 o EMODnet), pero empleando siempre la de alta resolución del Golfo, con el fin de analizar la sensibilidad del cálculo a la base de datos empleada. Un aspecto problemático de la base de datos EMODnet es la ausencia de datos de topografía, es decir, que solo incorpora la batimetría, cosa que no ocurre con la ETOPO2. Durante las primeras simulaciones este hecho inicialmente desconocido ocasionó problemas de carácter numérico ya que el código empleado requiere de la existencia de tierra seca para la simulación de la inundación. Para solucionar este problema se hizo uso de la capacidad que tiene Gerris de manejar diversas bases de datos y emplear diversos pesos para cada una de ellas, empleando los datos de la zona de costa incorporados en ETOPO2 para los cálculos

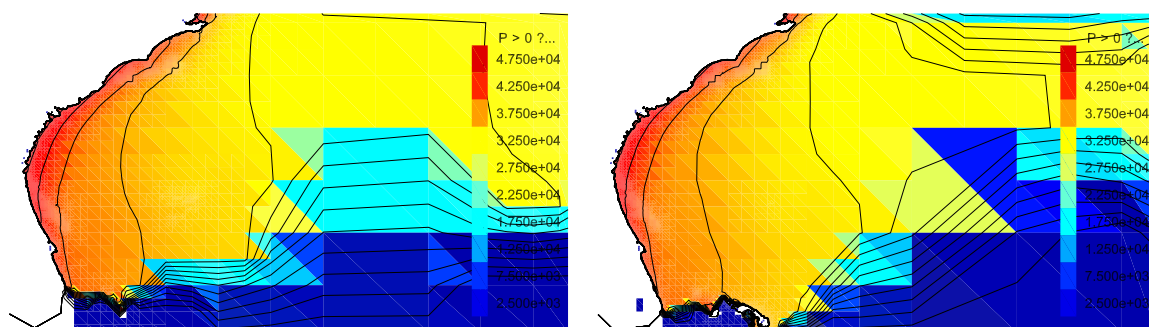
²National Oceanic and Atmospheric Administration, es una agencia gubernamental de Estados Unidos.

³European Marine Observation and Data Network.

6.2. Sensibilidad del resultado a la batimetría



(a) De izquierda a derecha, representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para la fuente 5 y de la fuente 8 en la costa de América del norte, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.



(b) De izquierda a derecha, representación gráfica de las isolíneas de tiempo calculada para la fuente 5 y de la fuente 8 en la costa de América del norte, en ambos casos, los intervalos son de 15 minutos.

Figura 6.9: Análisis gráfico de resultados en la Estados Unidos

realizados con la batimetría EMODnet .

Para este análisis se ha empleado una discretización máxima de las celdas correspondiente a un nivel 16 dentro del esquema *quadtree* 5.2, de manera aproximada esto nos indica que la celda más pequeña empleada en el dominio de cálculo es un cuadrado de 160x160 m, que como vemos es significativamente menor que la resolución de ambas batimetrías.

Para la comparación tomaremos de referencia la batimetría proporcionada por la UE (EMODnet), ya que es la que de las dos es la que tiene una mayor resolución espacial. Se observa que para las zonas cercanas al evento como Huelva, El-Jaida (Marruecos) o Lisboa, respectivamente ver figuras 6.11, 6.12 y 6.10, no se aprecia ninguna diferencia significativa en los resultados obtenidos, por lo que para un análisis en la zona más cercana al epicentro bastaría con emplear la batimetría que nos ofrece la ETOPO2.

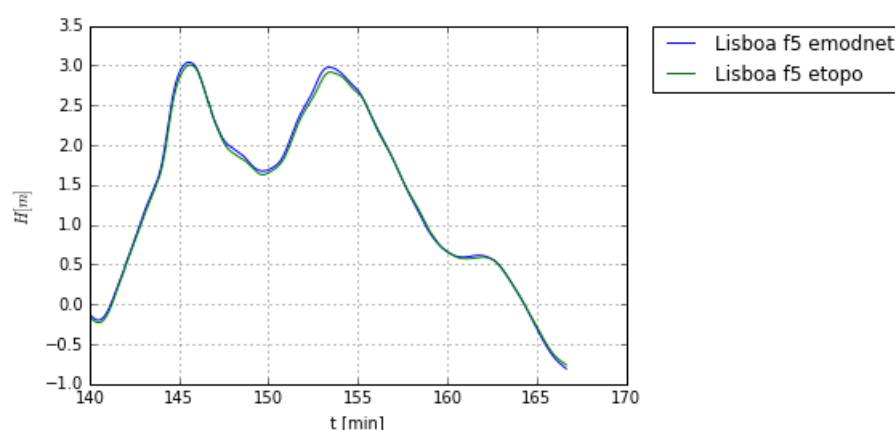


Figura 6.10: Sensibilidad a la batimetría en Lisboa

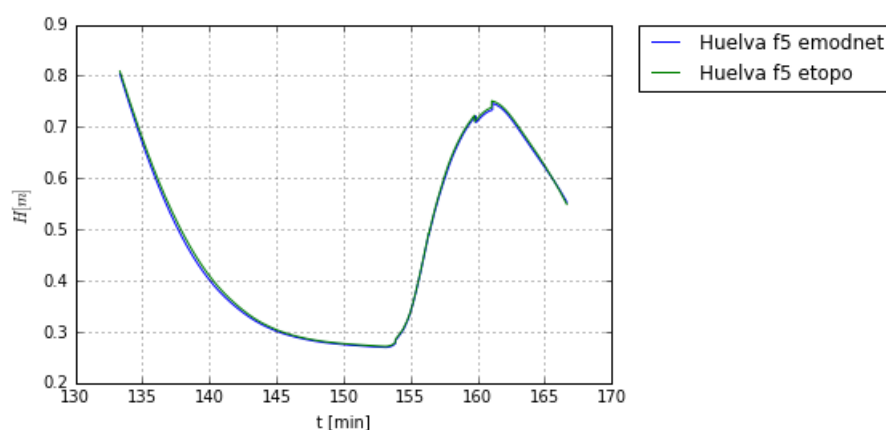


Figura 6.11: Sensibilidad a la batimetría en Huelva

6.2. Sensibilidad del resultado a la batimetría

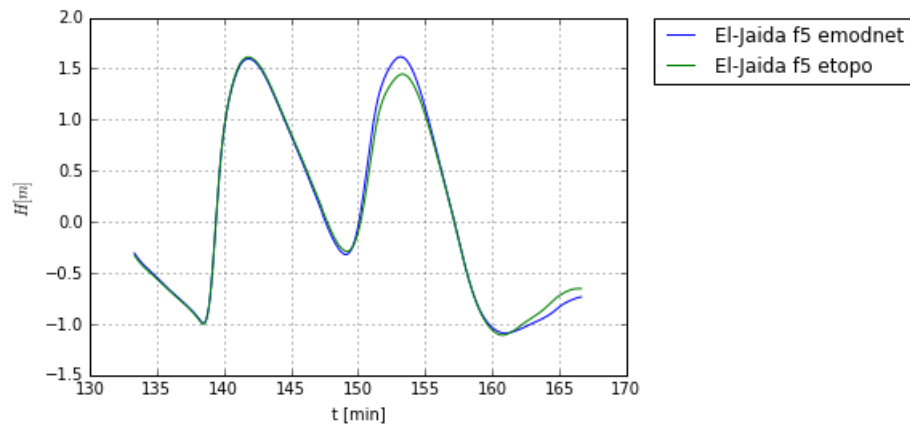


Figura 6.12: Sensibilidad a la batimetría en El-Jaida

Por otro lado si nos fijamos en los resultados calculados en puntos relativamente más lejanos como Madeira 6.13 o Las Palmas 6.14, se observan unas diferencias más importante entre usar una batimetría u otra motivado sin dudas por la acumulación de errores generados durante la propagación del tsunami, sobretodo en el caso de la ciudad de Las Palmas donde surgen errores de casi medio metro para una amplitud de un metro. Es por ello, por lo que si buscamos hacer un análisis de la propagación del tsunami a escala planetaria, es conveniente emplear una batimetría de mayor resolución como la EMODnet.

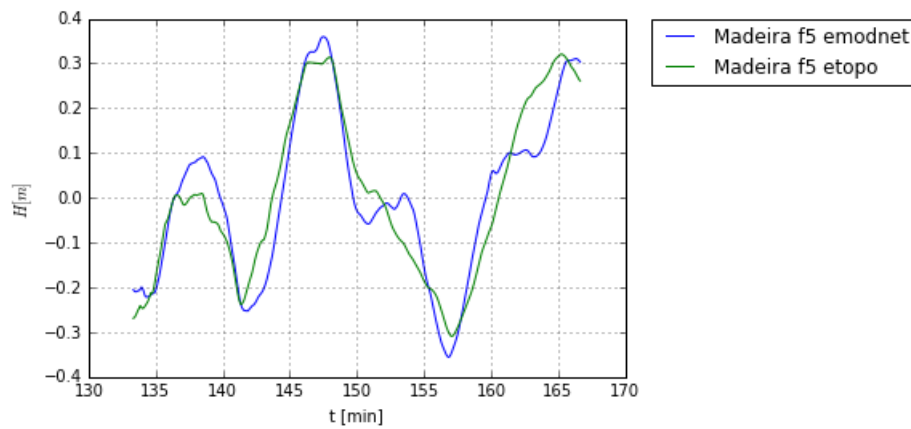


Figura 6.13: Sensibilidad a la batimetría en Madeira

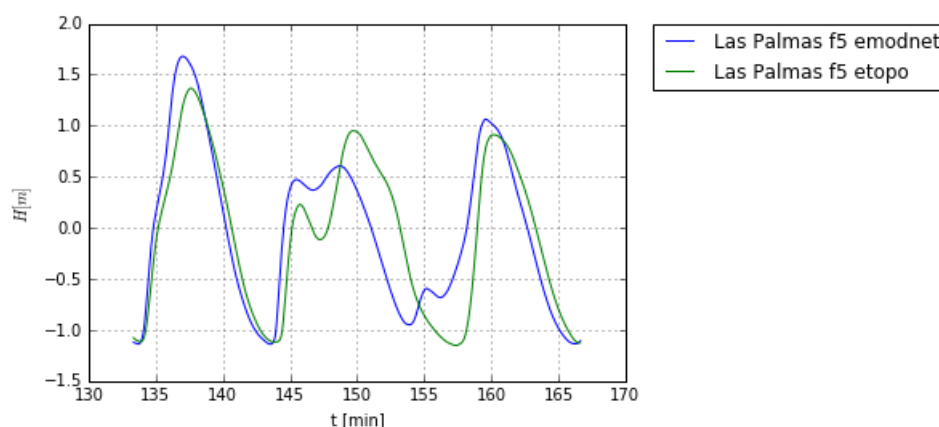


Figura 6.14: Sensibilidad a la batimetría en Las Palmas

Finalmente tenemos los resultados obtenidos en la ciudad de Cádiz 6.15 que sin duda alguna son los más fiables del análisis al emplear para estos una batimetría de de alta resolución. Para esta zona también se han empleado las otras dos fuentes, pero dándole a estas un peso mucho menor en las zonas en las que se solapan con la de alta resolución.

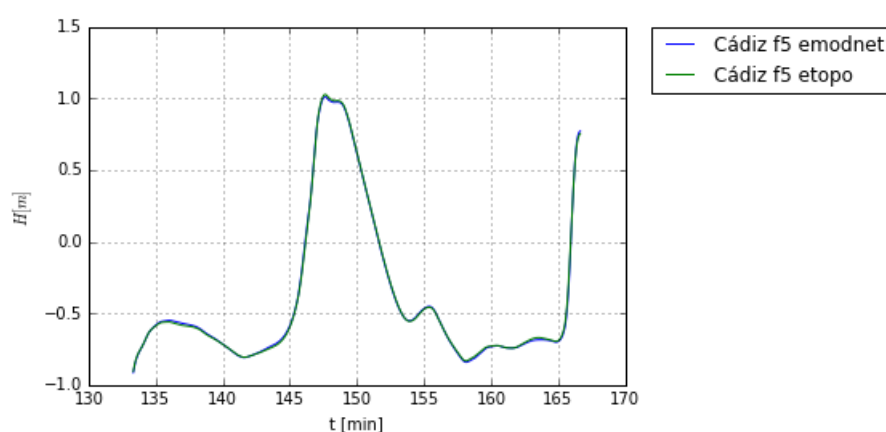


Figura 6.15: Sensibilidad a la batimetría en Cádiz

6.3. Sensibilidad del resultado al mallado (análisis de sensibilidad)

Cuando se hacen análisis de CFD, interesa encontrar un equilibrio entre la calidad de los resultados obtenida y el tiempo de cálculo necesario para la simulación, es decir, abusar del número de elementos y del espesor mínimo de la maya con el fin de obtener los mejores resultados posibles no es óptimo desde el punto de vista de las horas de cálculo que requiere dicha maya, y al contrario una malla pobre que resuelva el problema con

6.3. Sensibilidad del resultado al mallado (análisis de sensibilidad)

relativa rapidez seguramente ofrezca unos resultados poco fiables.

El módulo GfsAdapt permite ajustar los parámetros de la malla dinámica 5.2 según los intereses del usuario. Estos son de manera esquemática los parámetros de control:

- *minlevel* : Nivel de refinado mínimo.
- *maxlevel* : Nivel de refinado máximo.
- *mincells* : Número mínimo de celdas en una simulación.
- *maxcells* : Número máximo de celdas en una simulación.
- *cmax* : Coste computacional máximo para cada celda. Si el número de celdas es menor que el máximo permitido, y el coste de una celda es mayor que el definido, La celda se refinará.
- *weight* : Cuando en una simulación incorporamos más de un criterio de refinado, este parámetro de valor entre 0 y 1, discierne a que criterio se le da más importancia.
- *cfactor* : Si en una zona, el coste computacional es menor que $cmax/cfactor$, se bajará el nivel de refinado de las celdas de esa zona.

En este caso, los valores empleados son:

- *minlevel* : 5
- *maxlevel* : LEVEL
- *mincells* : 0 (Valor predeterminado)
- *maxcells* : ∞ (Valor predeterminado)
- *cmax* : 0.05
- *weight* : 1 (Valor predeterminado)
- *cfactor* : 2

El valor LEVEL es una macro que permite variar este valor con facilidad para modificar el código con facilidad, y que en este caso toma valores desde 13 a 16. A modo de ejemplo, veamos la distribución de los niveles de mallado para las dos fuentes y las dos batimetría en la tabla 6.1.

El objetivo de variar el máximo nivel de mallado es el de ver cual el mínimo nivel de mallado en el cual la solución es invariable al mallado. La conclusión del análisis está reflejado en las gráficas 6.16, 6.17 y 6.18.

Fuente	Batimetría	Nivel de mallado											
		L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	Total
8	Emodnet	894	152	490	1484	3827	10510	25570	56879	115765	223833	671116	1480693
8	Etopo	893	148	398	1525	4484	12344	31274	69207	137473	273765	760476	1722649
5	Emodnet	900	144	445	1358	3891	11081	26567	56369	112925	201422	201422	547768
5	Etopo	896	146	410	1381	4400	12667	30390	62971	131841	236422	590104	1428837

Tabla 6.1: En la siguiente figura se muestra en las filas cual ha sido la fuente y la batimetría empleada respectivamente y en cada columna el número de celdas empleadas por cada nivel. El nivel de mallado máximo empleado ha sido 15.

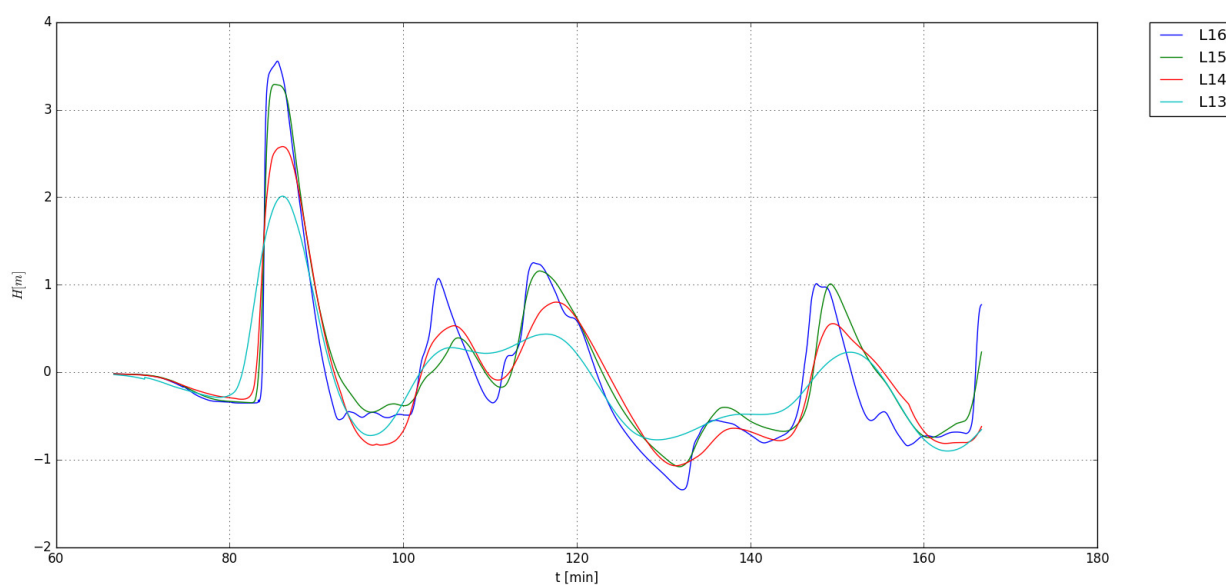


Figura 6.16: Sensibilidad al mallado en Cádiz

6.3. Sensibilidad del resultado al mallado (análisis de sensibilidad)

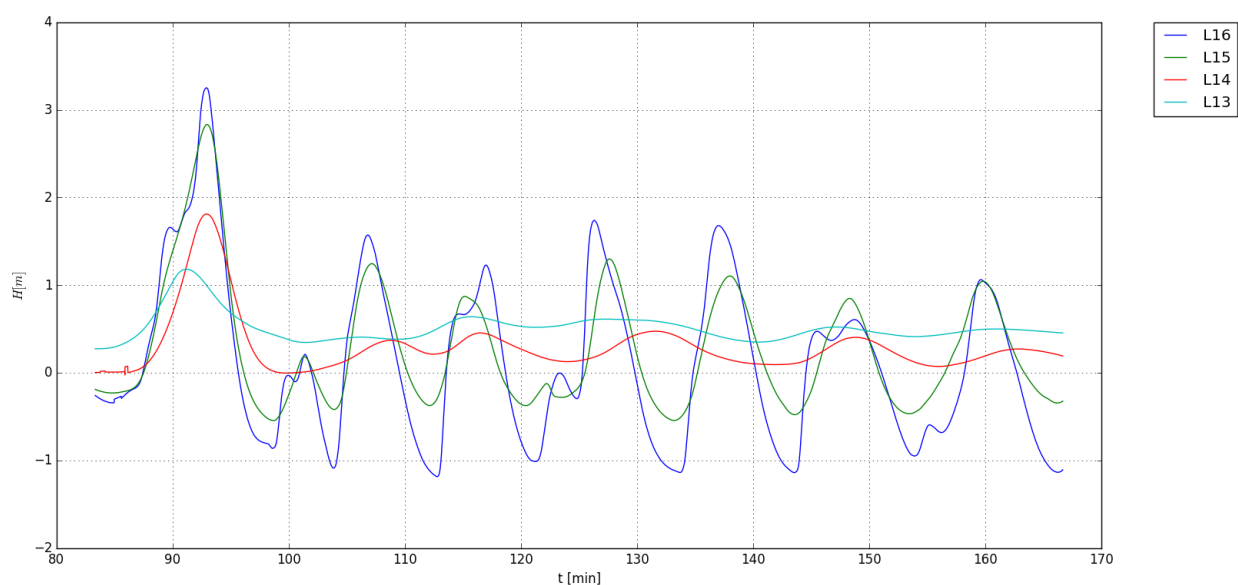


Figura 6.17: Sensibilidad al mallado en Las Palmas

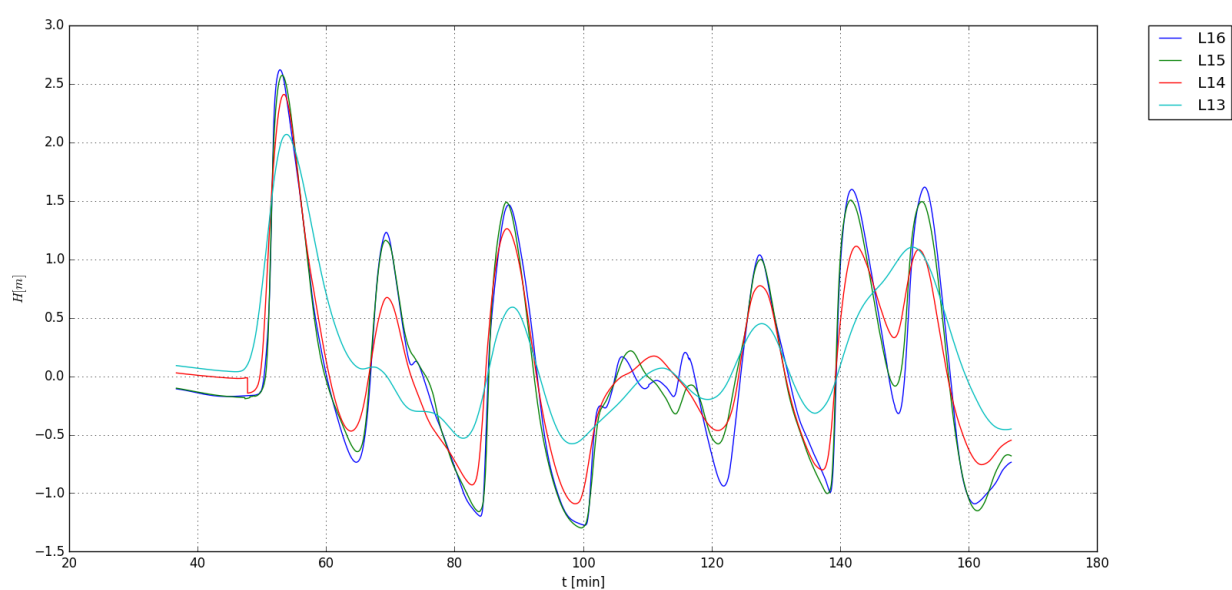


Figura 6.18: Sensibilidad al mallado en El-Jaida

Las gráficas muestran como la solución no varía sensiblemente a partir del nivel de mallado 15. El mallado de nivel 14 también da unos resultados aceptables, pero para el nivel 15 los resultados se ajustan mejor a los obtenidos para el nivel 16. Por otro lado los

resultados obtenidos para el nivel 13, tenemos errores del orden de metros que sin dudas se alejan sustancialmente del resultado correcto, a pesar de esto los tiempo de llegada del tsunami a estos puntos no se ven afectados significativamente por el nivel de mallado empleado, aunque si la amplitud del tsunami.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés. Análisis de riesgos

Las zonas que consideraremos de interés son las ciudades de Cádiz, Lisboa, Huelva y Las Palmas, también se discutirán algunas otras zonas. El análisis de riesgos consiste en determinar una zona susceptible de inundarse a consecuencia de un tsunami como el de 1755, es importante resaltar el hecho de que las zonas realmente inundadas en ciudades como Cádiz, son realmente menos que las previstas en las simulaciones, esto se debe al hecho de que en ningún momento se está considerando las edificaciones existentes como elemento disipador, sin embargo la solución obtenida al ser sin dudas más conservadora que el caso real, es la solución preferible para establecer un plan de evacuación por zonas. Es importante señalar que en este estudio hacemos la distinción entre seco y mojado para una lámina de agua mayor de 10 cm.

Los siguientes apartados muestran una comparativa de la afección de las dos fuentes posibles del tsunami de Lisboa a las principales ciudades y a otras zonas de interés.

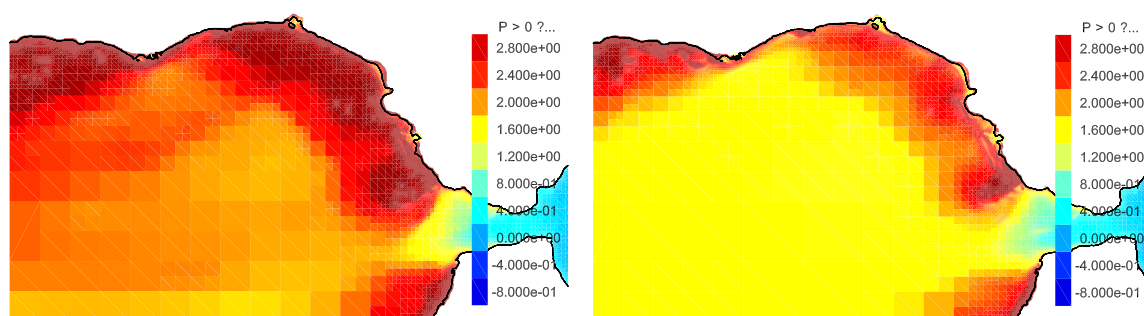
6.4.1. Afección del tsunami en el Golfo de Cádiz

Las gráficas 6.19a 6.21a y 6.22a muestran claramente como la fuente 5 es la que afecta en mayor medida a la zona del golfo de Cádiz. Por un lado la onda generada por la fuente 5 llega antes al las costas del Golfo de Cádiz que la generada por la fuente 8, cosa que se aprecia claramente en la figura 6.19b, y por otro lado esta fuente está asociada a mayores alturas de ola lo cual se aprecia en la figura 6.19a.

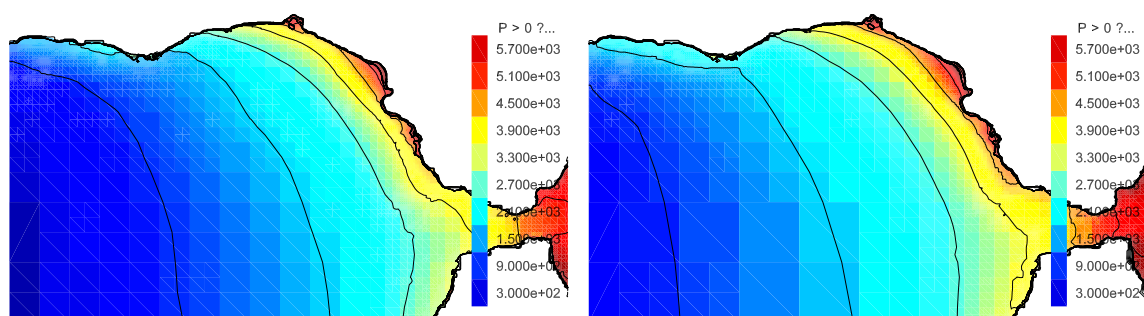
El conjunto de imágenes 6.20 nos permite hacer un mejor análisis del comportamiento de la onda del tsunami en el Golfo, de manera que vemos con total claridad como el tsunami impacta sobre la costa de marruecos generando una onda de rebote que golpea indirectamente al golfo de Cádiz generando un segundo tren de ondas apreciable en las gráficas 6.21a y 6.22a, dicha conjunto de imágenes permite apreciar que el frente de la onda de llegada al Golfo supera con claridad los dos metros de altura, llegando a darse alturas de ola de casi tres metros, y como la onda de rebote es aproximadamente de dos metros de altura en el peor de los casos y que puede verse perfectamente en los picos existentes en la gráfica 6.21a a partir del minuto 250. Esta imagen es otro claro ejemplo del mallado adaptativo implementado en el modelo y del cual hablamos en el apartado 5.

En un primer lugar tenemos los resultados de la simulación del impacto del tsunami en la ciudad de Cádiz. La figura 6.21a, nos muestra la llegada de una primera ola de más de tres metros en el caso de la fuente 5, y de casi tres metros en el caso de la fuente 8,

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés



(a) Representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para la zona del Golfo de Cádiz, siendo la imagen superior los resultados de la fuente 5 y la inferior los resultados de la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.



(b) Isolíneas de tiempo en el Golfo de Cádiz con intervalos de 15 minutos, de izquierda a derecha tenemos representadas las fuentes 5 y 8.

Figura 6.19: Análisis gráfico de resultados en el Golfo de Cádiz.

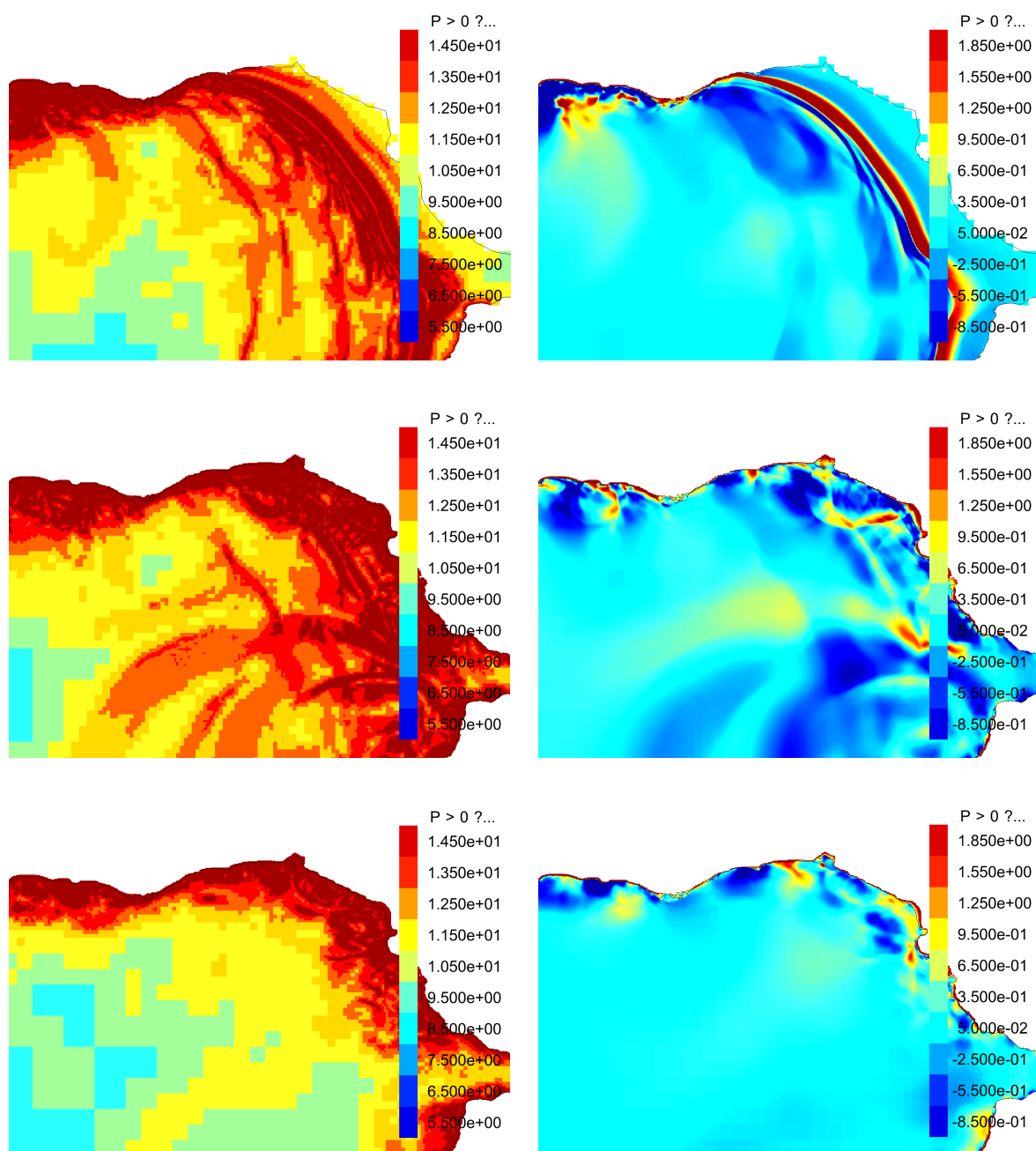


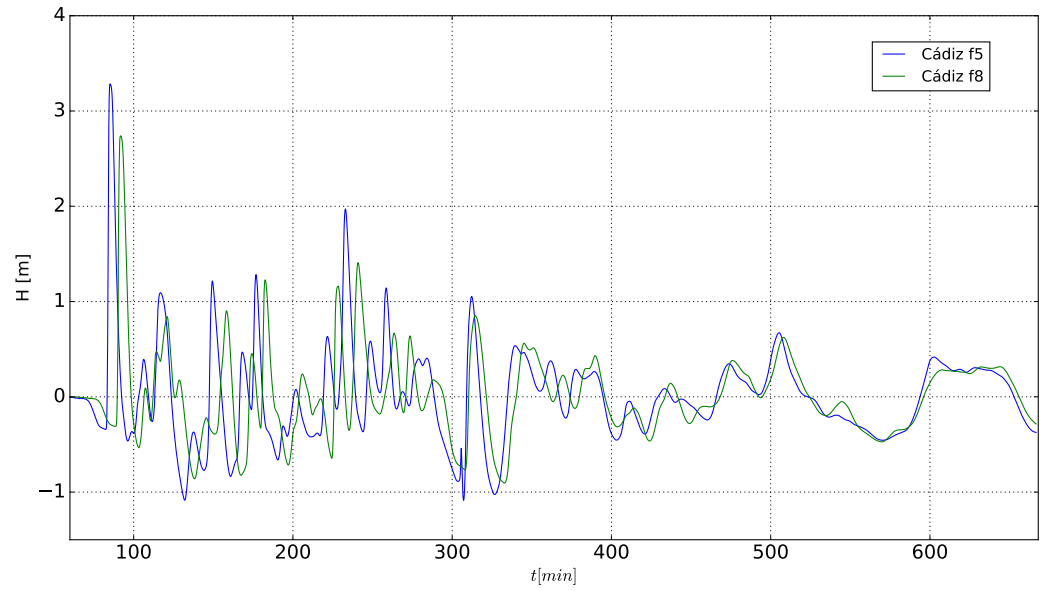
Figura 6.20: En la imagen superior vemos de arriba a bajo, para los tiempos $t = 1, 2$ y 4 h de derecha a izquierda el nivel de mallado en cada zona y la evolución en metros altura de la onda del tsunami generado por la fuente 5.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés

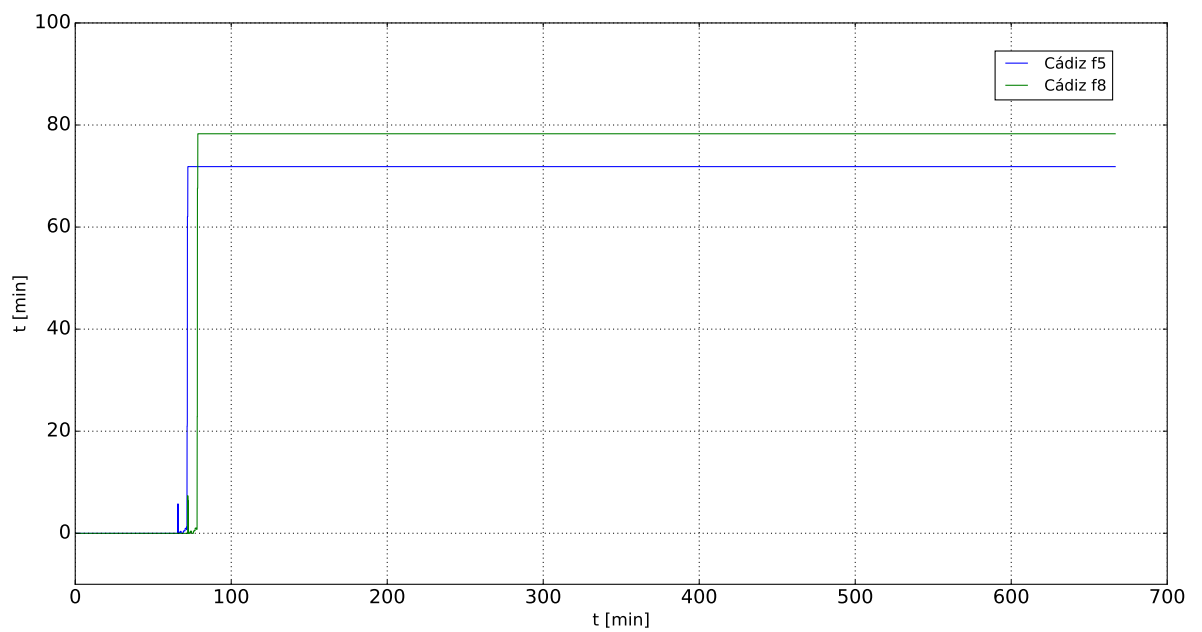
seguidas en ambos casos de un tren de olas de más de un metro que impactan durante algo más de tres horas en la ciudad, también se aprecia en dicha gráfica lo comentado anteriormente, tras la llegada de la primera gran onda, aparece un amortiguamiento de la altura de ola que llega a Cádiz, de forma que las siguientes olas son de un metro, y en teoría debería decrecer hasta amortiguarse completamente de manera análoga a un oscilador armónico con amortiguamiento exponencial, sin embargo aproximadamente en el minuto 240 para el caso de la fuente 5 aparece un pico de casi dos metros de altura de ola cuando la tendencia no debería de ser esa al igual que se observa en las gráficas de Lisboa, Las Palmas u otros sitios, esto es fruto del rebote de la ola del tsunami con las costas de Marruecos, por otro lado este fenómeno no es tan evidente para el caso de la fuente 8, aunque también se produce, pero como hemos comentado anteriormente, los efectos del tsunami provocado por la fuente 5 son mayores que los provocados por la fuente 8. Tras este periodo se observa un decaimiento de la altura de ola fruto de la amortiguación del tsunami. Comparando tiempos de llegada, el caso de la ciudad de Cádiz 6.21b para la fuente 5 el tiempo de llegada es de aproximadamente 70 minutos, mientras que para la fuente 8 el tiempo de llegada es cercano a los 80 minutos, siendo este último tiempo el más semejante en comparación con los datos históricos reflejado en las tablas 2.4 y 3.2

Para el caso de la ciudad de Huelva, el modelo nos muestra que llega un tren de ondas de gran periodo, con poco ruido y con una tendencia clara de disipación al contrario de lo que ocurre en Cádiz, la cual como comentamos anteriormente, se veía afectada por el rebote del tsunami con la costa marroquí, en este caso, se aprecia que Huelva no se ve afectada por este rebote. La figura 6.22a muestra claramente la llegada de una primera ola de aproximadamente 3 metros seguida de un conjunto de olas de entre 1 y 2 metros de amplitud positiva y un descenso de 2 metros del nivel medio del mar, en ambas fuentes ocurre un proceso similar y los tiempos de llegada del tsunami en ambos casos son similares de aproximadamente una hora y cuarto, por otro lado estos tiempos de llegada del tsunami a Huelva no se asemejan demasiado con lo previsto en 2.4, para esta ciudad, sin embargo, los registros existentes sobre la ciudad de Ayamonte que se encuentra algo más al oeste que Huelva afirman que la llegada de la ola se produjo algo más de una hora después del temblor, y que llegaron 5 olas, lo cual se asemeja más a lo previsto por el modelo y deja en tela de juicio los reportes existentes para Huelva. Finalmente la amortiguación total se produce en un intervalo de tiempo de (...)

En lo que se refiere al aspecto de la inundabilidad en primer lugar tenemos la ciudad de Cádiz 6.23a, que de las zonas afectadas por el tsunami es la más perjudicada, esto se debe a su situación geográfica como una ciudad casi insular y únicamente conectada por tierra por un estrecho istmo. Esto favorece a la ciudad como puerto, pero la deja sumamente expuesta a los efectos de un tsunami, y como se ve en la imagen 6.23a, la ciudad queda inundada por completo en el caso de las dos fuentes. Por otro lado las zonas colindantes al ser marismas son potencialmente inundables donde el tsunami. La simulación numérica determina que se adentra en tierra aproximadamente 5 km, y deja una superficie inundada de aproximadamente 130 km^2 en la zona de la bahía de Cádiz y alrededores. Como contraejemplo dentro de la provincia de Cádiz tenemos la ciudad de Sanlúcar de



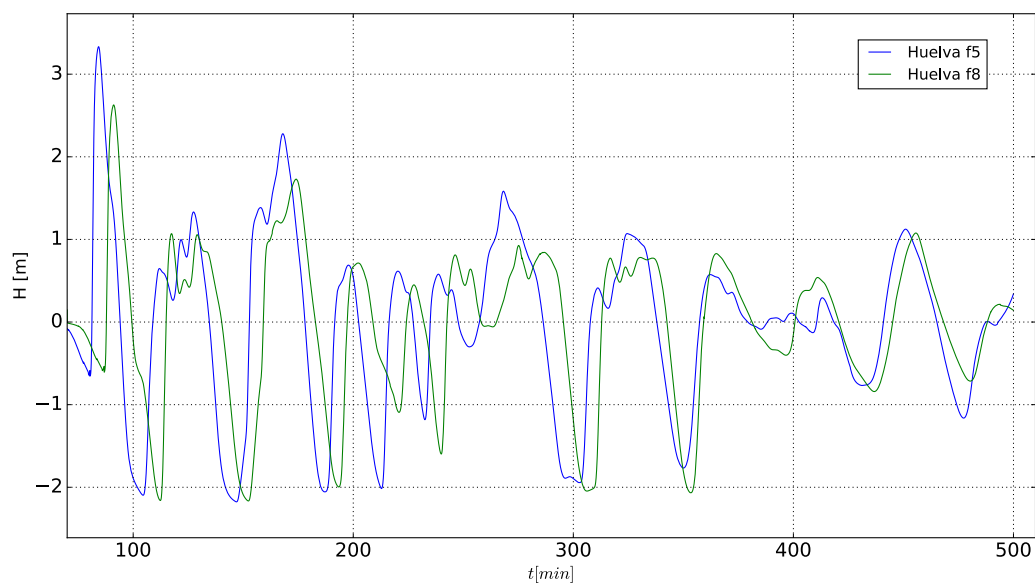
(a) Llegada del tsunami a Cádiz



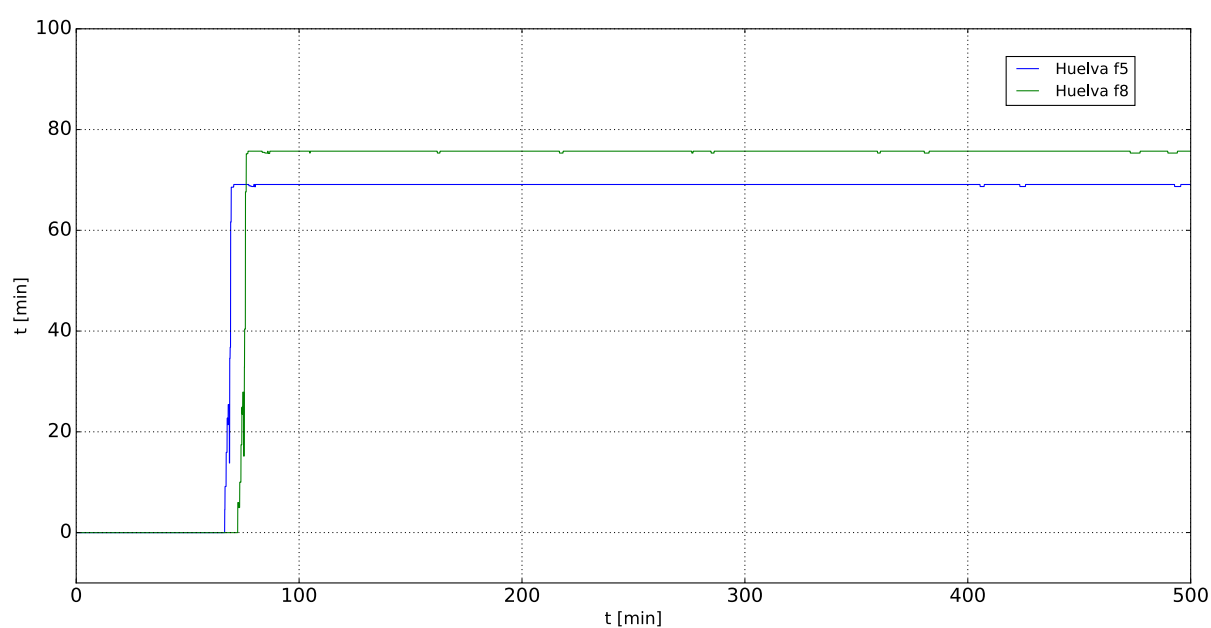
(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a Cádiz

Figura 6.21: En la figura superior tenemos.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés



(a) Llegada del tsunami a Huelva



(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a a Huelva

Figura 6.22: Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Huelva.

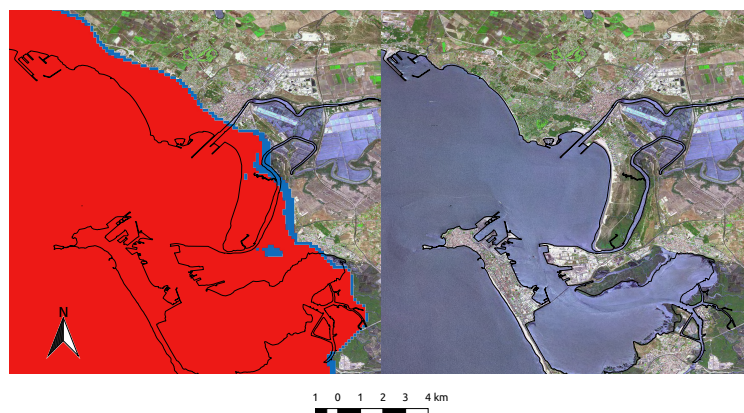
Barrameda 6.23b la cual al estar erigida en sobre unos terrenos más elevados, solo se inundan sus barrios situados en las cotas más bajas, es decir, los situados a la orilla de la desembocadura del río Guadalquivir. Para la ciudad de Sanlúcar, la inundación se adentra 1 km en tierra, quedando inundada una zona de 28 km^2 entre el núcleo urbano y las zonas colindantes, lo cual contrasta con el caso de Cádiz. Haciendo una comparativa entre las dos fuentes atendiendo a los resultados expuestos en las figuras 6.23a y 6.23b, a simple vista se discierne que la fuente 5 tiene ligeramente mayor afección sobre la costa de la provincia de Cádiz que la fuente 8, sin embargo la diferencia entre ambas fuentes no es determinante en este caso. En el caso de la ciudad de Huelva, las marismas del Odiel en la desembocadura de los ríos Odiel y Tinto al ser terrenos bajos favorece al *run-up* del tsunami en la zona. En la figura 6.23c vemos como dicha marisma queda totalmente inundada. De manera aproximada la zona inundada tiene un área de 111 km^2 , de la cual 13 km^2 son aproximadamente la zona de la ciudad de Huelva que queda inundada en ambos casos y el resto se asocia a las marismas y el puerto de Huelva. En este caso también se aprecia que la fuente 5 tiene una afección ligeramente superior en la costa de la ciudad de Huelva que la fuente 8.

Otro punto de interés es el efecto que aparece en el estrecho de Gibraltar y que se observa en la sucesión de imágenes de la figura 6.25, la cual revela como la ola del tsunami al llegar a las cercanías del estrecho de Gibraltar se disipa de forma que la mayor amplitud de ola que logra penetrar en el Mediterráneo es de aproximadamente medio metro lo cual defendió sus ciudades costeras del efecto del tsunami. Esto es probablemente debido a que la longitud del estrecho es menor que la longitud de onda de las mayores olas del tsunami, de forma que impide la propagación de estas ondas, y sin embargo permite el paso de las ondas de menor amplitud. En las figuras se observa como en primer lugar llega un frente de ola uniforme, sin embargo cuando este frente se acerca al estrecho, se aprecia una reducción local en la altura de ola, de forma que en el Mediterráneo no se propaga el tsunami, tal y como se aprecia en la figura 6.26, en la cual se representa la llegada del tsunami a la ciudad autónoma de Ceuta, para la cual el modelo estima una ola máxima de veinte centímetros, lo cual no entraña ningún riesgo para la población.

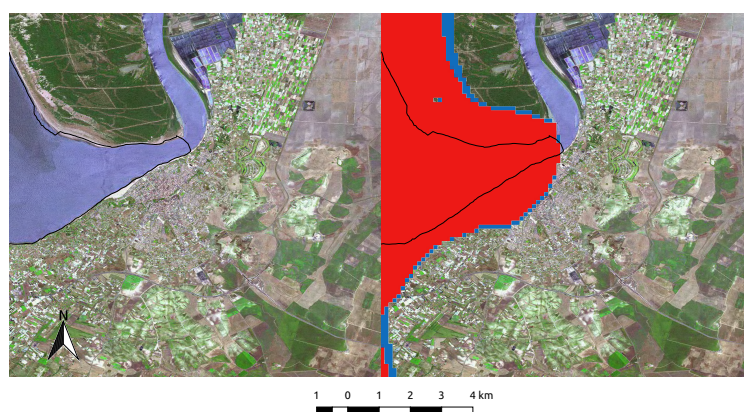
6.4.2. Afección del tsunami en la costa de Portugal

El caso de Lisboa y Oeiras, ver figuras 6.28a y 6.29a, es bastante particular ya que a diferencia de los datos calculado para otros puntos relevantes, en los cuales llega una única onda de gran tamaño seguida de un tren de ondas de un tamaño significativamente menor, en estos casos llegan tres o cuatro grandes olas bastante similares para las dos fuentes, seguidas de un conjunto de olas de menor tamaño pero igualmente potencialmente destructivas y con poco ruido procedente de la reverberación de la onda del tsunami en zonas cercanas, al contrario de los otros casos, lo cual también queda reflejado en las anteriores figuras. En ambos casos, los tiempos de llegada difieren mucho entre una fuente aunque no se aprecia con total claridad en las imágenes anteriores por la deformación de la escala, sin embargo en las figuras 6.28b y 6.29b se aprecia mucho mejor esta diferencia,

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés



(a) Imagen aérea actual de Cádiz, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.



(b) Imagen aérea actual de Sanlúcar de Barrameda, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.



(c) Imagen aérea actual de Huelva, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.

Figura 6.23: Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables del Golfo de Cádiz.

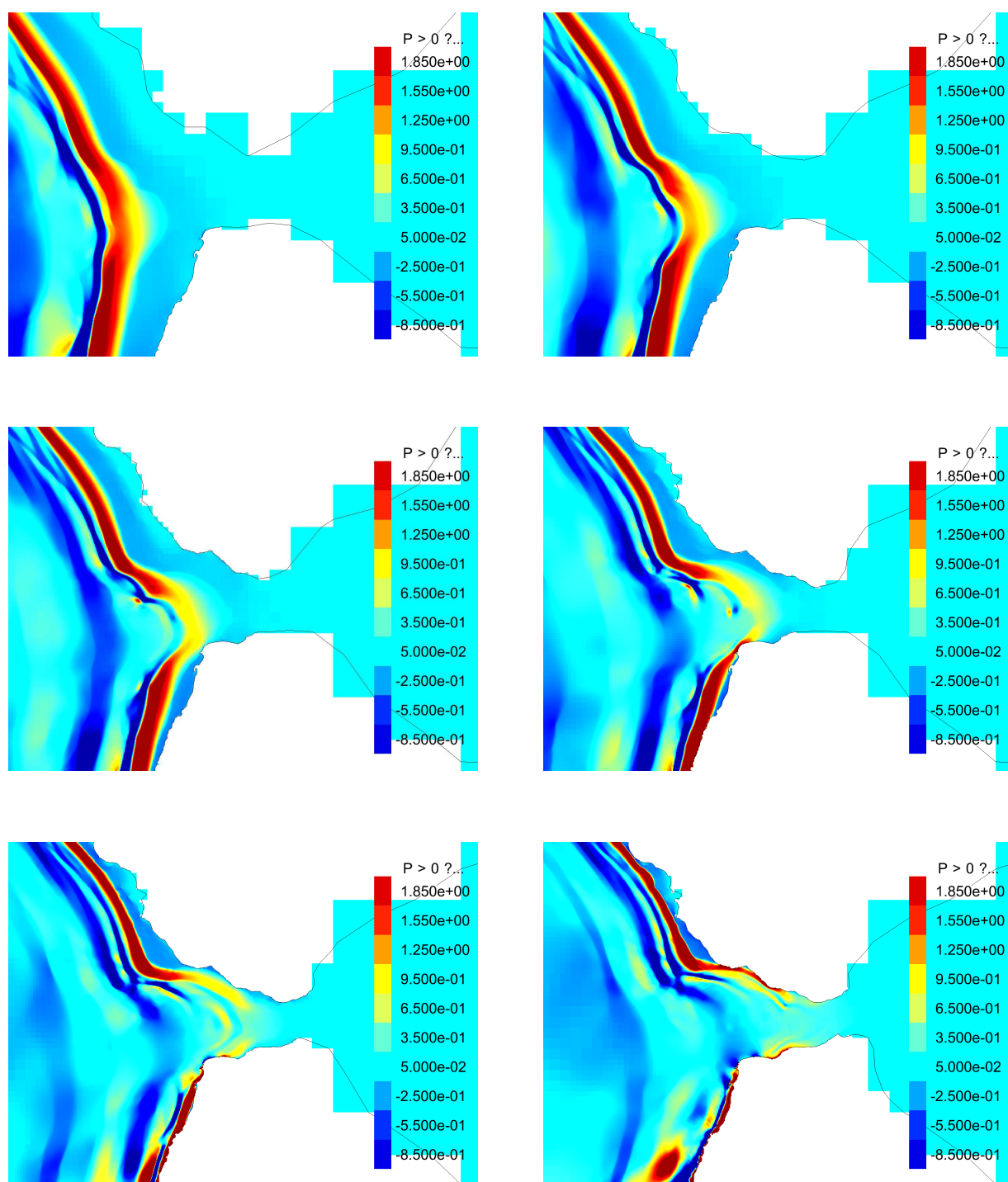


Figura 6.24: Proceso de disipación de energía por el efecto del estrecho de Gibraltar, en este caso la sucesión de imágenes de arriba a bajo y de izquierda a derecha se corresponde al tsunami generado en la fuente 5, sin embargo para la fuente 8 se da un proceso análogo.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés

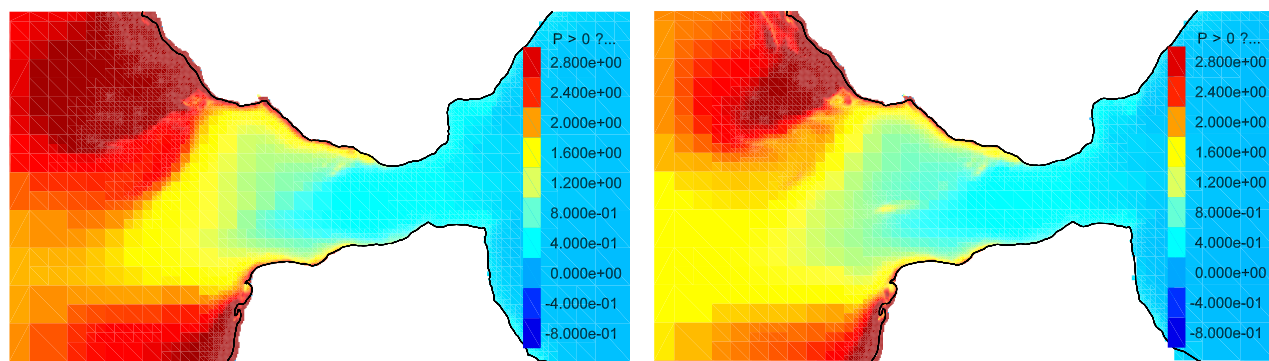


Figura 6.25: Representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para la zona del estrecho, siendo la imagen superior los resultados de la fuente 5 y la inferior los resultados de la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.

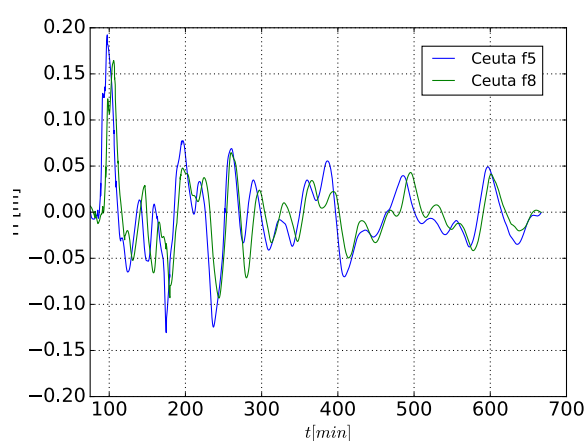


Figura 6.26: Llegada del tsunami a Ceuta

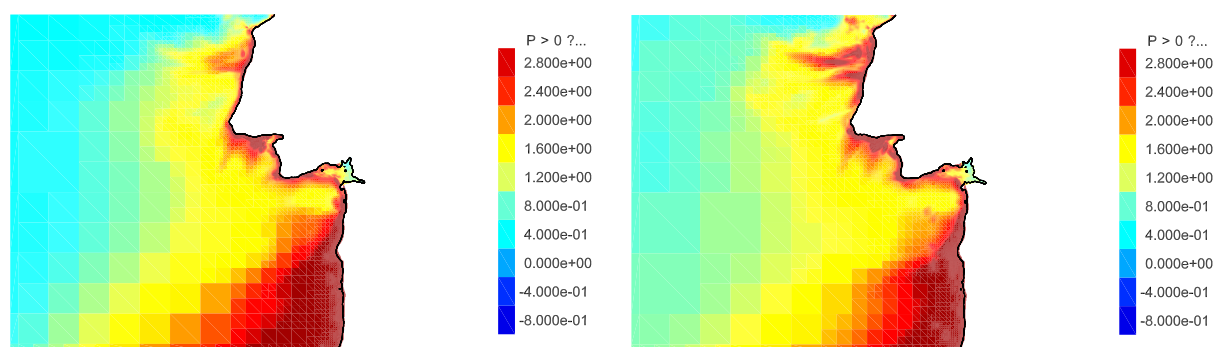


Figura 6.27: Representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para la zona de Lisboa, siendo la imagen superior los resultados de la fuente 5 y la inferior los resultados de la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.

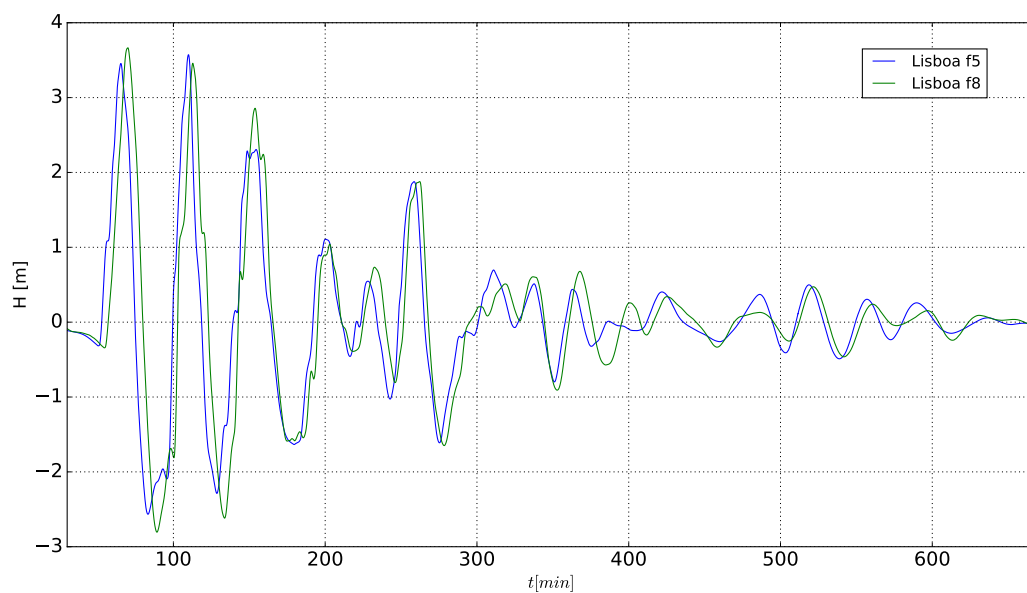
en la que se ve como en el caso de Lisboa hay una diferencia de casi 10 minutos y para Oeiras una diferencia de 20 minutos. En ambos casos los efectos del tsunami se disipan en un tiempo de casi 11 horas desde la llegada de la primera ola, de manera exponencial. En las gráficas se revela que en ambos casos la afección es muy similar en la costa Oeste de Portugal, luego la figura 6.27 confirma lo analizado.

Para el caso del cabo San Vicente, ver figura 6.30, las gráficas revelan que fue la zona más afectada por el tsunami, cosa que deja claro la primera ola de más de siete metros que golpeó su costa y las siguientes ondas de más de un metros de altura que la siguieron fruto de la difracción de la onda del tsunami en la costa del cabo, por lo cual al tener menos energía se disipan más rápidamente por haberla perdido en el choque con la pared de estos acantilados, a completa disipación se produce en un periodo de casi 7 horas. Por otro lado al ser una zona de acantilados su efecto sobre las poblaciones fue menor comparado con zonas de llanura como el golfo de Cádiz. En este caso, los reportes históricos confirman como el tiempo de llegada es aproximadamente el mismo que el predicho por las simulaciones numéricas para ambas fuentes.

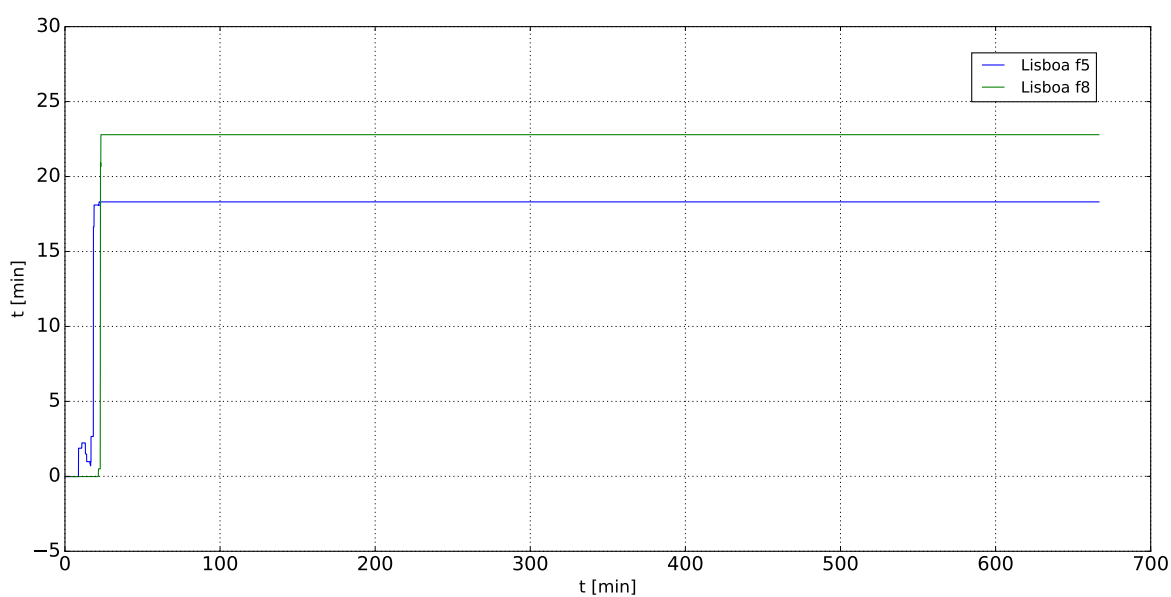
Del análisis conjunto de la gráfica 6.28a y la serie de imágenes de la figura 6.31 se observa perfectamente como para $t = 1$ h (en la fuente 5) se produce la sobre-elevación máxima del nivel del mar en el puerto de Lisboa y así mismo lleva de tras de si una depresión máxima de casi tres metros del nivel medio del mar. Por otro lado se puede apreciar en la sucesión de imágenes de la figura 6.31 como la onda del tsunami golpea la zona del Cabo Raso (Estoril) para posteriormente difractarse en la costa más al norte de este accidente geográfico afectando singularmente a esta zona. Para $t = 2$ h la imagen que se nos muestra según la gráfica 6.28a es la de la segunda onda de retroceso del nivel medio del mar. Finalmente para $t = 4$ h solo queda rastro de agitación en la costa portuguesa como un efecto residual del tsunami. Por lo tanto la llega del tsunami según apunta el modelo se produjo aproximadamente entre una hora y cuarenta y cinco minutos después del inicio del terremoto, cosa que concuerda por lo previsto por 3.2, pero no con los reportes de la tabla 2.4.

Por otro lado tenemos en las figuras 6.32a y 6.32b, las cuales nos hacen una idea de

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés

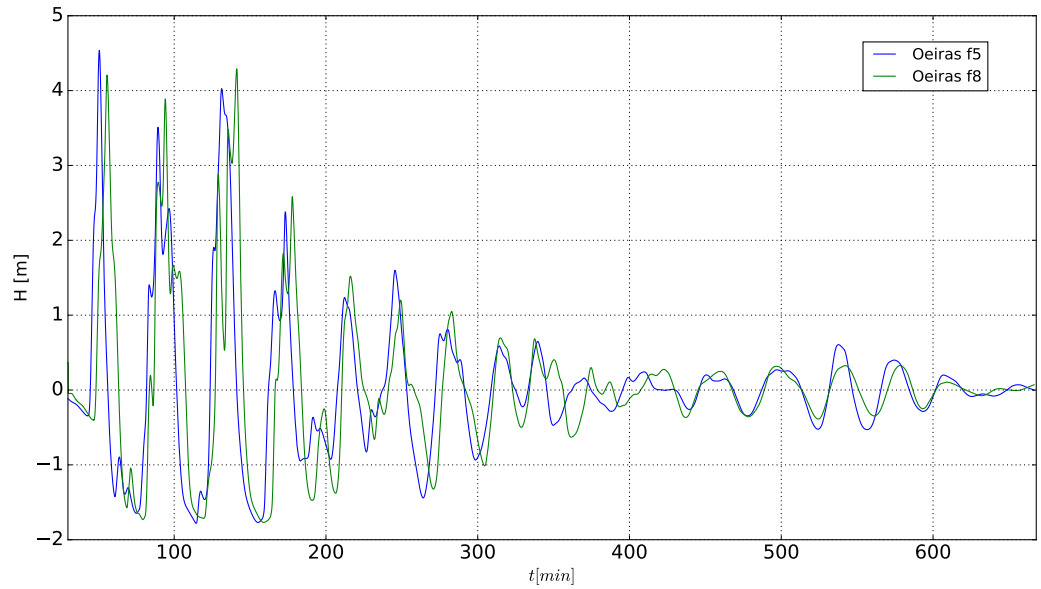


(a) Llegada del tsunami a Lisboa

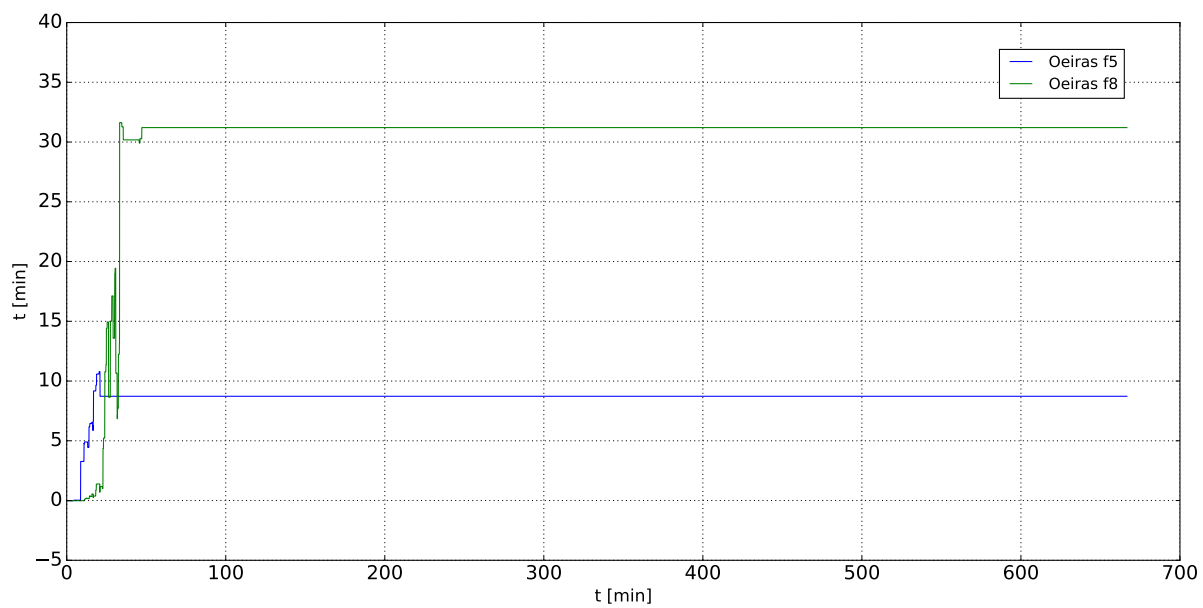


(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a Lisboa

Figura 6.28: Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Lisboa.



(a) Llegada del tsunami a Oeiras



(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a Oeiras

Figura 6.29: Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Oeiras.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés

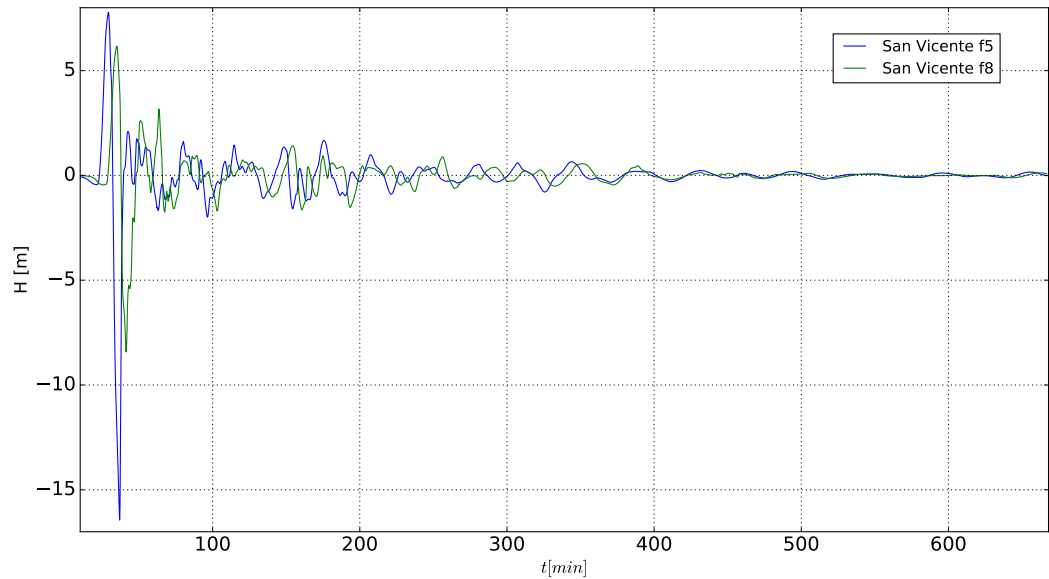


Figura 6.30: Llegada del tsunami a San Vicente

los efectos del tsunami en la costa portuguesa, en primer lugar tenemos Lisboa a la cual está asociada popularmente el tsunami homónimo de este trabajo, tomando el nombre de la ciudad en sí como una zona y no exclusivamente la propia ciudad, podemos decir que la zona más afectada de Lisboa se encuentra en el margen sur de la desembocadura del río Tajo de esta zona queda inundada para ambos casos un área de 19.5 km^2 , y en la zona norte que es la que abarca la propia ciudad de Lisboa, y otras ciudades como Cascais, Oeiras o Estoril un área aproximada de 38 km^2 , sin embargo en este caso no hay diferencias apreciables entre ambas fuentes. Por otro lado, la bocana de la desembocadura del río Tajo al igual que el estrecho del Guadalquivir hace de Venturi defendiendo el interior del estuario del Tajo. La imagen 6.32b es una representación de los efectos del tsunami en una ciudad del sur de Portugal, en esta ciudad se da un caso muy parecido al de Huelva, no es una ciudad estrictamente costera como lo puede ser Cádiz cuyas calles desembocan en el mar, se trata de una ciudad donde la franja de tierra que la separa del mar son las marismas del río Formosa, por lo tanto son zonas potencialmente inundables frente a la entrada de la onda del tsunami tierra a dentro, lo cual queda reflejado en la imagen anteriormente mencionada. Esto se traduce en un área de 100 km^2 en las proximidades de Faro, de los cuales 6 km^2 se corresponde a la propia ciudad, y al igual que en la zona de Lisboa, no existe una diferencia determinante entre ambas fuentes en lo que a inundabilidad se refiere.

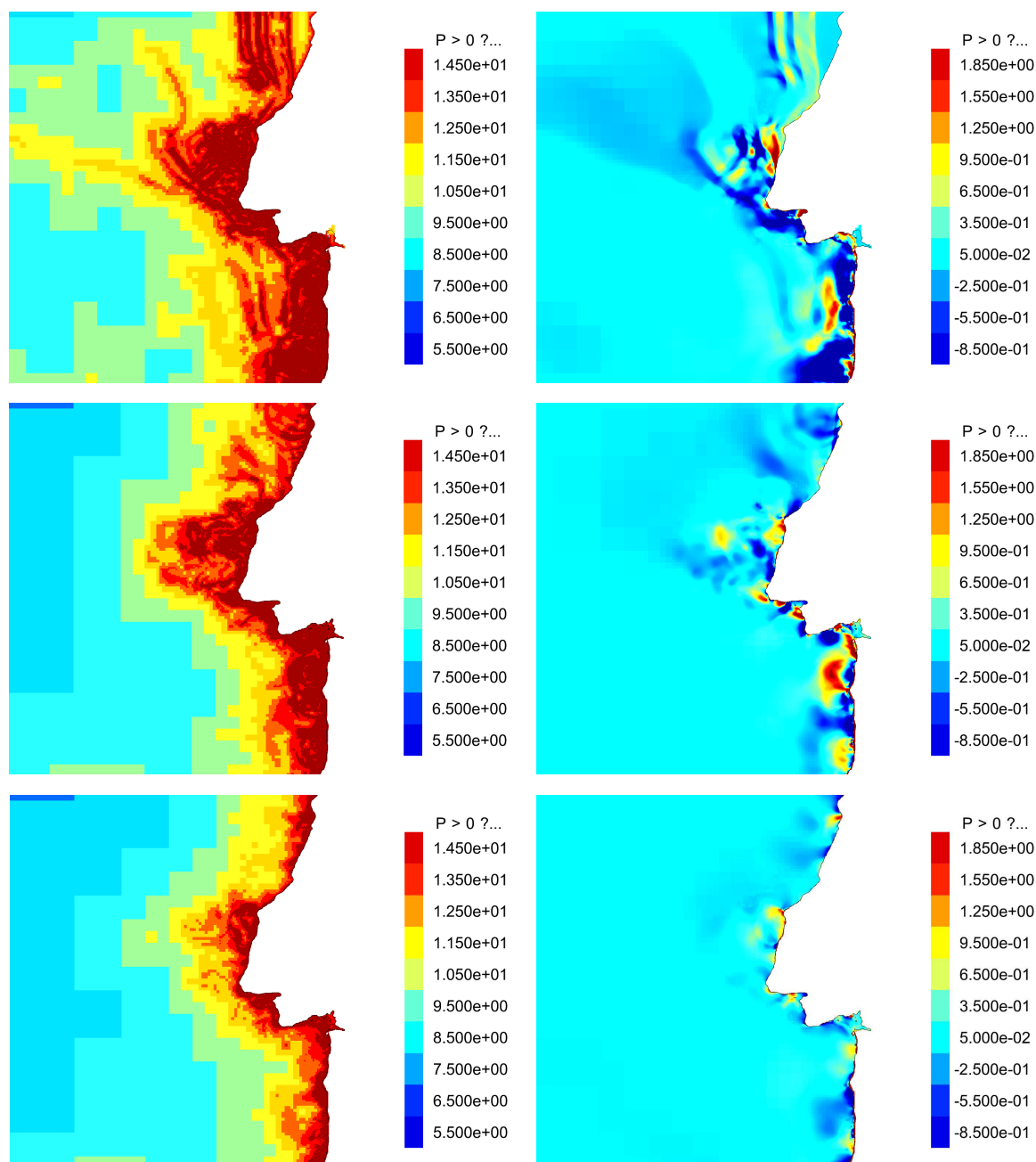


Figura 6.31: En la imagen superior vemos de arriba a bajo, para los tiempos $t = 1, 2$ y 4 h de derecha a izquierda el nivel de mallado en cada zona y la evolución en metros de la altura de la onda del tsunami generado por la fuente 5.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés



(a) Imagen aérea actual de Lisboa, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.



(b) Imagen aérea actual de Faro, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.

Figura 6.32: Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables de ciudades portuguesas.

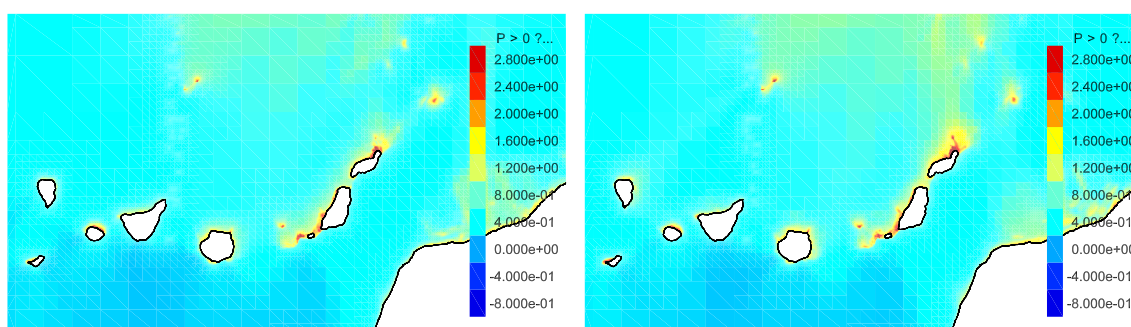
6.4.3. Afección del tsunami en las islas Canarias

En un primer análisis, el modelo numérico predice que el efecto del tsunami en las Islas Canarias fue más notorio en su zona norte y residual en su zona sur tal y como se ve en 6.33a, en esta misma imagen también se aprecia que no hay una diferencia importante en la afección a las islas entre una fuente y otra. La figura 6.33b y la gráfica 6.34b revelan que no hay una gran diferencia en los tiempos de llegada del tsunami a las islas casi en el minuto 75, llegando ligeramente antes el tsunami generado en la fuente 8. Viendo la gráfica 6.34a, se observa que lo dicho anteriormente es correcto, en ambos casos la primera ola que llegó a la ciudad de Las Palmas en ambos casos es de aproximadamente 3 metros, seguida de un conjunto de olas de menor importancia hasta que finalmente se disipa la perturbación en aproximadamente 7 horas después de la llegada del tsunami a la costa, la disipación se produce de manera exponencial. La figura 6.35a muestra que el tsunami entró aproximadamente 1,6 km en la costa en algunos puntos, e inundando aproximadamente 13 km^2 del actual área metropolitana. La afección a las islas es importante debido a la inexistencia de plataforma continental que en otros puntos del litoral afectado sirven de freno para la propagación del tsunami y minimizan los efectos. La figura 6.35b muestra como el tsunami inunda una planicie en las cercanías de Costa Calma, dividiendo con una lengua de agua la isla de Fuerteventura en dos partes.

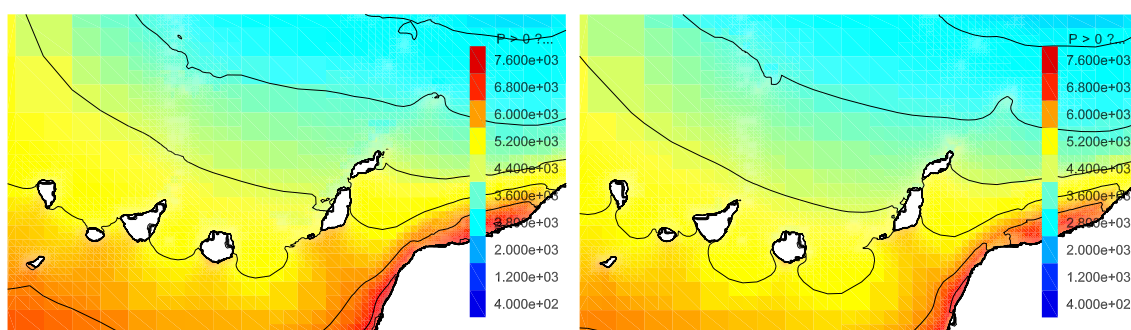
6.4.4. Afección del tsunami en la costa de Marruecos

La costa de marruecos junto con el la costa del Golfo de Cádiz y la portuguesa, fue una de las zonas más afectada por el tsunami de Lisboa tal y como queda reflejado en el apartado 2. Concretamente, los daños más importantes, y las mayores inundaciones se observan en la parte noroeste del país. Para ambas fuentes, tal y como se ve en la figura 6.36, es bastante similar, aunque los efectos de la fuente 5, son ligeramente mayores que los de la fuente 8. La figura 6.37a, en la que se ve una vista aérea del norte de Marruecos con las zonas inundadas, en la figura se observa una lengua de agua penetra en la costa marroquí, llegando en algunos casos hasta casi 3 kilómetros tierra adentro e inundando una superficie aproximada en ambos casos de 93 km^2 medidos desde la ciudad de Tanger hasta la ciudad marroquí de Larache. Esta es la zona de la costa de marruecos más afectada por el tsunami, tal y como se ve en la figura 6.36, otra prueba de ello es el impacto de la ola del tsunami registrado por el modelo para la ciudad de El-Jaida, y que se ve en la figura 6.38a, la altura de ola máxima es de casi 3 metros, en este caso también se observa el efecto disipador del que se ha hablado en apartados anteriores, sin embargo el número de olas que llega es significativamente superior que en muchas otras zonas de las costas del Atlántico, esto es debido a que la línea de costa es totalmente recta de manera que no existe ninguna defensa natural contra el tsunami al contrario que ocurre en otras ciudades del continente africano como Ceuta, ver figura 6.26, o como el caso de Tanger que a pesar de ser afectada de manera importante por el tsunami, una simple comparación entre las figuras que representan la evolución de la altura de ola que llega a estas ciudades, respectivamente 6.38a y 6.39a, nos muestra la diferencia existente entre que un punto de la costa

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés

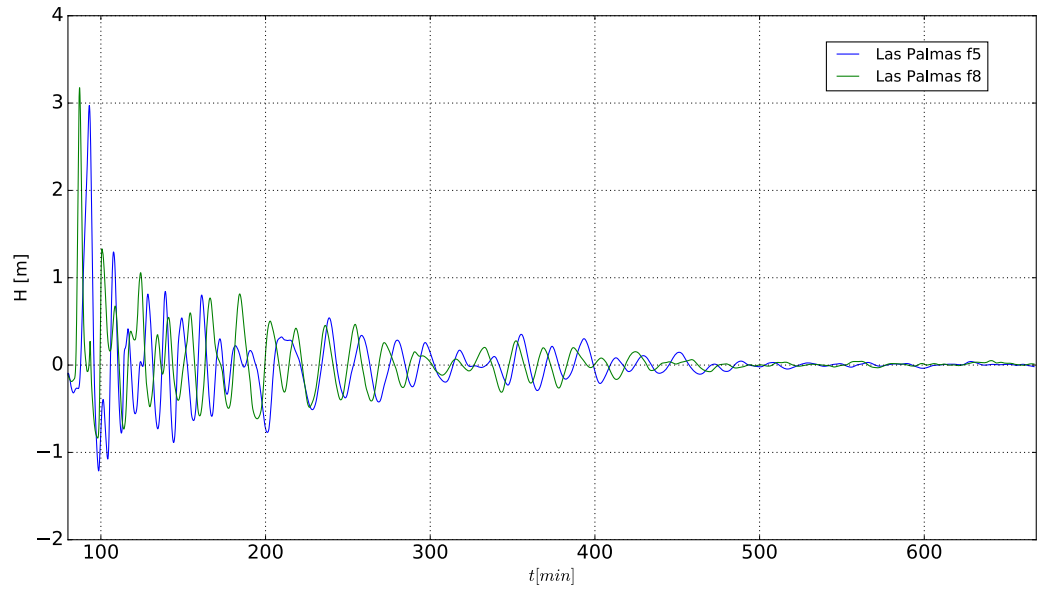


(a) Representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para las islas Canarias, siendo la imagen superior los resultados de la fuente 5 y la inferior los resultados de la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.

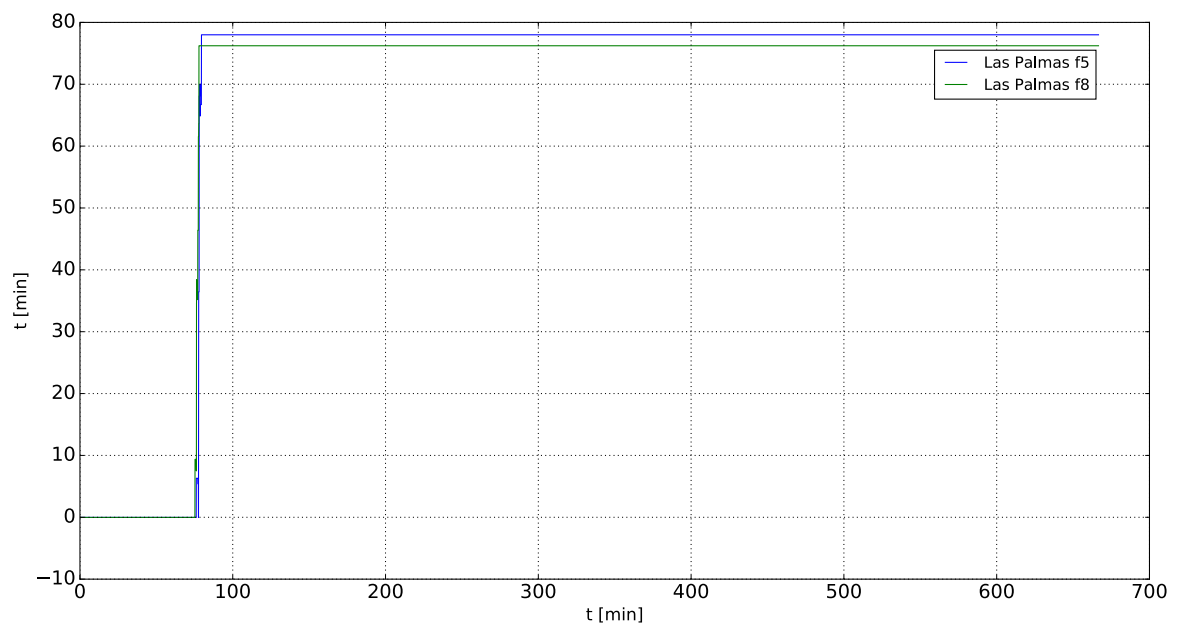


(b) Isolíneas de tiempo de las islas Canarias con intervalos de 15 minutos, de izquierda a derecha tenemos representadas las fuentes 5 y 8.

Figura 6.33: Análisis gráfico de resultados en las Islas Canarias.



(a) Llegada del tsunami a Las Palmas



(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a Las Palmas

Figura 6.34: Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Las Palmas.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés



(a) Imagen aérea actual de Las Palmas, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.



(b) Imagen aérea actual de Fuerteventura, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.

Figura 6.35: Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables de las Islas Canarias.

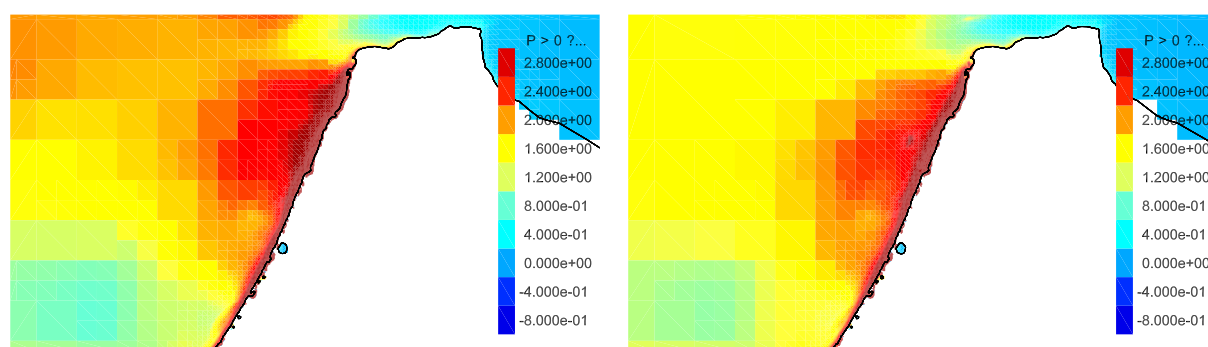
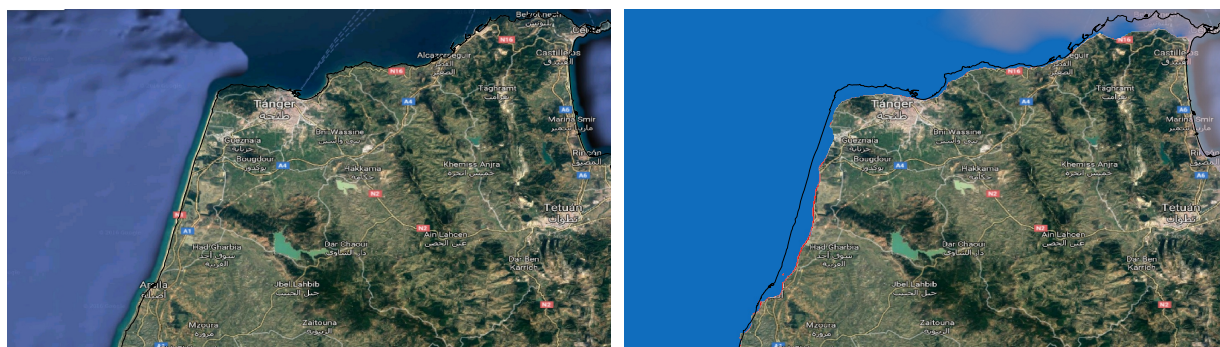


Figura 6.36: Representación gráfica de la altura de ola máxima calculada para la costa marroquí, siendo la imagen superior los resultados de la fuente 5 y la inferior los resultados de la fuente 8, en ambos casos, la leyenda de colores está expresada en metros.

se encuentre al abrigo de una defensa natural como es el estrecho en el caso de Tanger o no, como es el caso de El-Jaida. Por otro lado los tiempos de llegada a la costa, nos indican que la ciudad de El-Jaida es una de las primeras en verse afectada por el tsunami, tal y como se observa en la figura 6.38b, donde los tiempos de llegada para las fuentes 5 y 8 son de manera aproximada respectivamente 23 y 33 minutos. Para la ciudad de Ceuta, la diferencia de tiempos de llegada entre ambas fuentes sigue siendo de 10 minutos como en el caso de El-Jaida, pero la llegada del tsunami se produce algo más tarde, siendo 63 y 70 minutos para las fuentes 5 y 8 respectivamente.

En un análisis más detallado tenemos la ciudad de Tanger, que a pesar de que al encontrarse en las cercanías del estrecho de Gibraltar donde ocurre un fenómeno comentado en el apartado 6.4.1, según el cual, se produce una disipación de la altura de ola, la inundación que preve el modelo es notoria, tal y como se ve en la figura 6.37b. Para esta ciudad se estima un área inundada de aproximadamente 4 km^2 , y una penetración tierra adentro de aproximadamente un 1 km en el caso más desfavorable, esto es debido a la situación de la ciudad en un terreno llano.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés

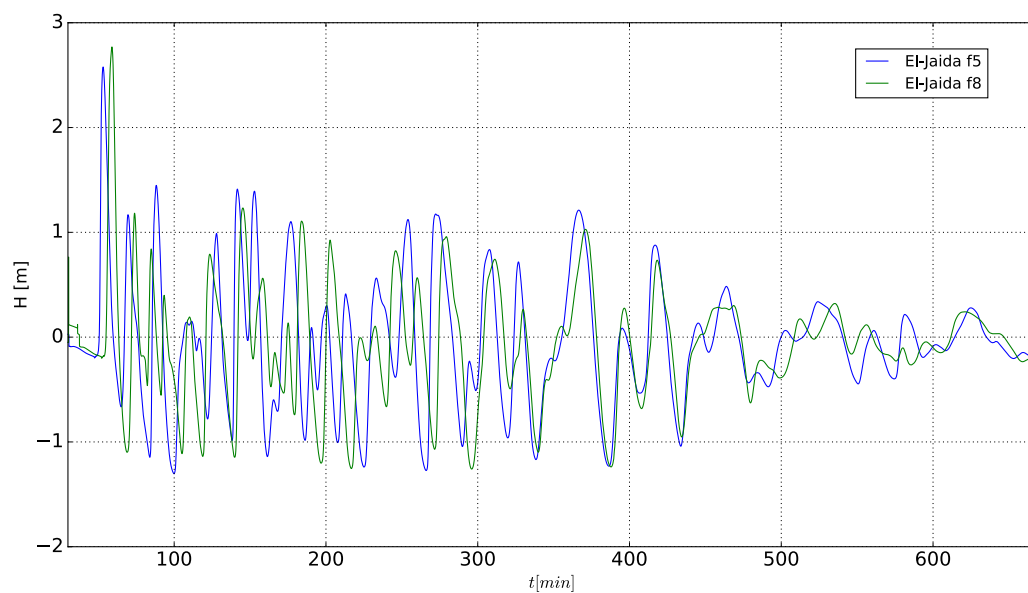


(a) Imagen aérea actual de la costa noroeste de Marruecos, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.

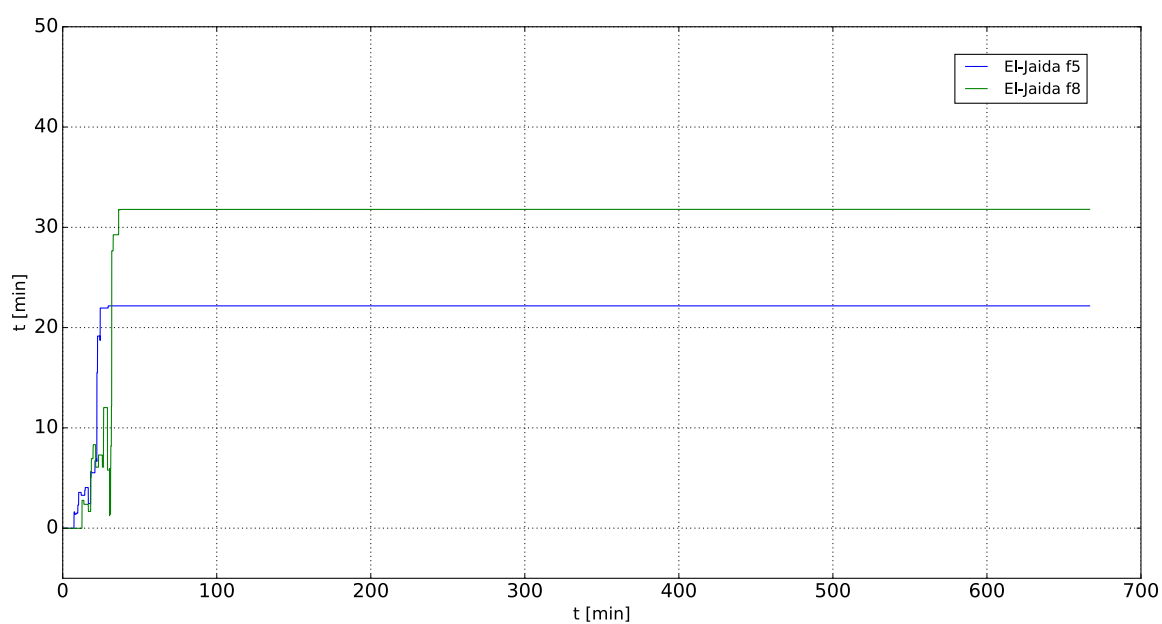


(b) Imagen aérea actual de Tanger, e imagen de las zonas inundables por el tsunami de 1755, en azul según la fuente 8 y en rojo según la fuente 5.

Figura 6.37: Imágenes aéreas con las posibles zonas inundables de la costa noroeste de Marruecos.



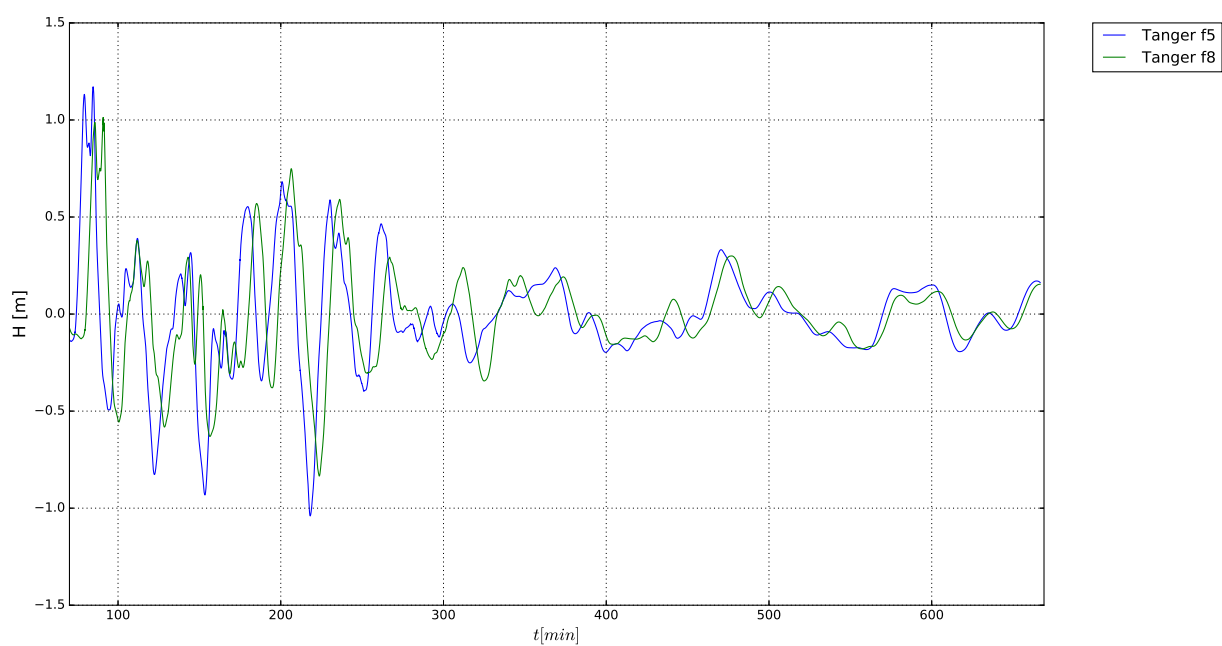
(a) Llegada del tsunami a El-Jaida



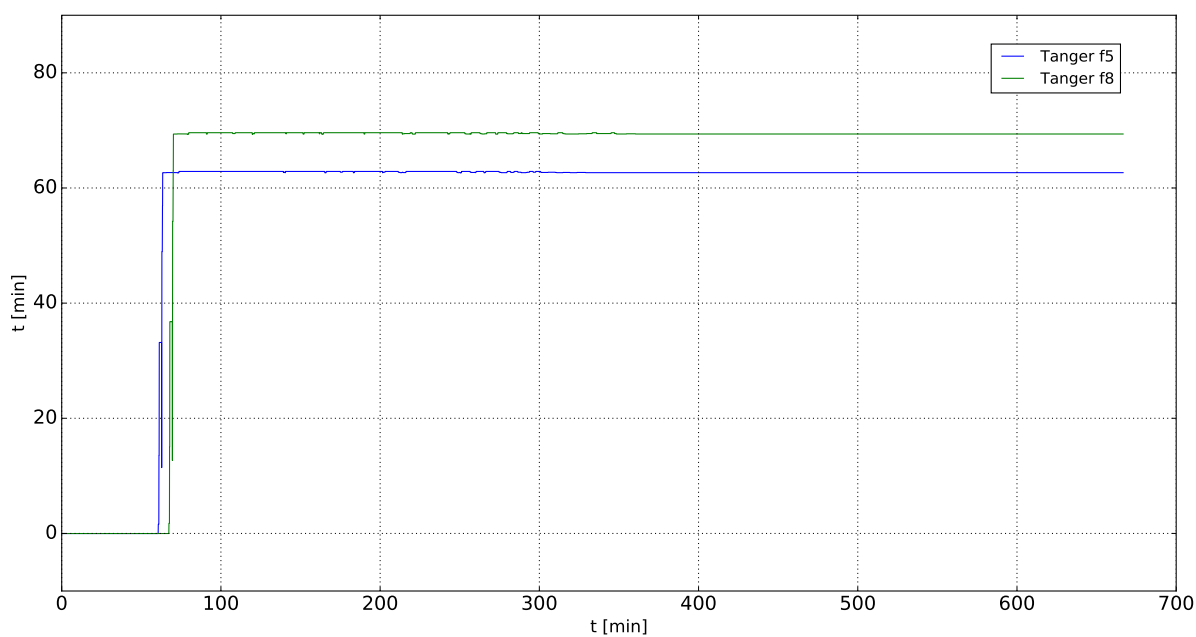
(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a Tanger

Figura 6.38: Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en El-Jaida.

6.4. Afección del tsunami en zonas de interés



(a) Llegada del tsunami a Tanger



(b) Gráfica del tiempo de llegada del tsunami a Tanger

Figura 6.39: Conjunto de figuras que apoyan el análisis de resultados en Tanger.

Capítulo 7

Conclusiones

Una vez analizados los datos vistos en el apartado 6.4, podemos afirmar con mucha seguridad que el tsunami generado por la fuente 8 es aquel que más se ajusta a lo ocurrido durante el tsunami de Lisboa de 1755. En primer lugar se analizaron los efectos a gran escala que consistió en analizar los datos obtenidos en la costa del continente americano y en las islas del archipiélago del Reino Unido, lo cual mostró que solo el tsunami generado por la fuente 8 afectaba a las islas del Caribe y al sur de la isla de Inglaterra como nos muestran en ambos casos los reportes vistos en el apartado 2. En segundo lugar se analizaron los efectos en las costas del continente europeo, de las cuales en muchos casos se tienen datos de tiempos aproximados de llegada del tsunami a estas, tal y como se ve en la tabla 2.4, a ciertos puntos de interés de las costas de la península y África. Estos datos comparados en la figura 7.1 muestran un mejor ajuste de los resultados calculados en la fuente 8 a los datos históricos que los predichos por la fuente 5, por otro lado también se consigue un mejor ajuste con el modelo de Gerris empleado en este trabajo que el empleado en (Barkan *et al.*(2009)Barkan, ten Brink & Lin), COMCOT, un programa desarrollado por la universidad de Cornell. Finalmente, como se señaló al principio, los efectos predichos para el tsunami generado en la fuente 8 son los que mejor se ajustan a los que se encuentran reflejados en las reseñas históricas, sin embargo si lo que buscásemos fuese un análisis de riesgos, la solución óptima sería emplear un caso intermedio entre ambas fuentes, por un lado para la costa oeste del atlántico y las islas el archipiélago de Gran Bretaña los resultados empleados serían los de la fuente 8, y para la costa de la península ibérica y África, los resultados previstos por la fuente 5, ya que aún a pesar de ser menos fiable desde el punto de vista histórico, un tsunami generado en este punto entraña más riesgos para las zonas mencionadas anteriormente que uno generado en la fuente 8.

También se observó que la batimetría juega un papel crucial en la calidad de los resultados, por lo tanto con objeto de afinar el modelo, sería apropiado emplear la batimetría con la mejor resolución posible, más aún, la precisión del modelo en estos casos, sobre todo en el tiempo de llegada a costa del tsunami, es un factor decisivo no solo a la hora de calibrar modelos, simular hechos históricos como en este caso, si no también como apo-

Tiempos de llegada del tsunami para cada fuente en minutos

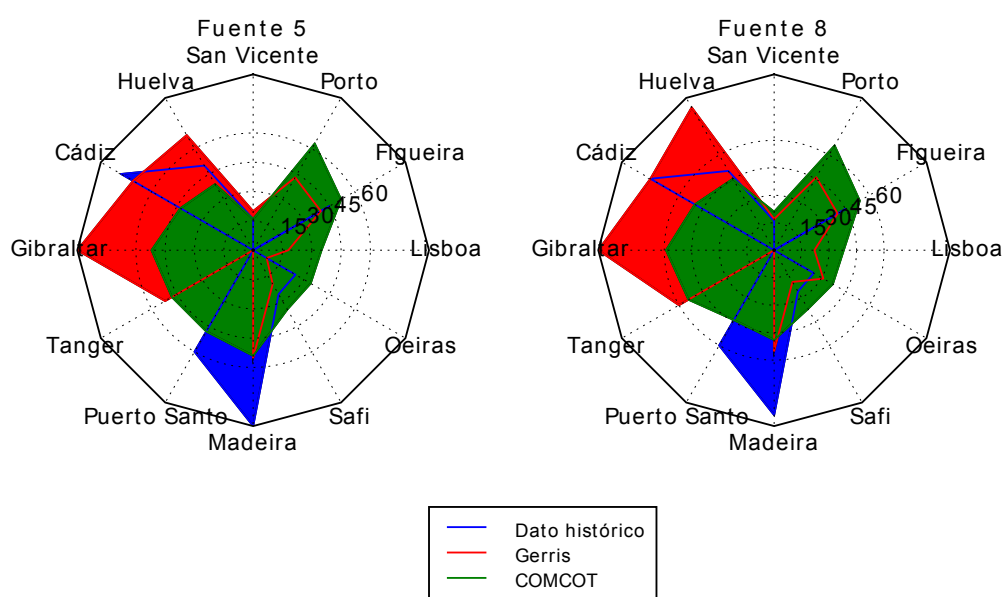


Figura 7.1: Figura comparativa de los resultados obtenidos con los datos históricos

yo para establecer un plan de evacuación determinado cuales son las zonas con mayores riesgos que habría que evacuar con mayor urgencia. Actualmente el Instituto Geográfico Nacional cuenta con una red de boyas a las cuales están acoplados sismógrafos que permiten determinar, junto con un sistema informático, cual es la probabilidad que un terremoto con origen *off-shore* pueda generar un tsunami que entrañe algún peligro para la población costera. Finalmente recalcar la importancia de tener fuentes fiables para calibrar el modelo y validar lo simulado comparándolo con lo ocurrido.

Bibliografía

- Audusse *et al.* (2004) Audusse, Bouchut, Bristeau, Klein & Perthame. AUDUSSE, EM-MANUEL, BOUCHUT, FRANCOIS, BRISTEAU, MARIE-ODILE, KLEIN, RUPERT & PERTHAME, BENOIT 2004 A fast and stable well-balanced scheme with hydrostatic reconstruction for shallow waters flows. *SIAM J Sci Comput* **25** (6), 2050–2065. 42
- Barkan *et al.* (2009) Barkan, ten Brink & Lin. BARKAN, ROY, TEN BRINK, URI S. & LIN, JIAN 2009 Far field tsunami simulations of the 1755 lisbon earthquake: Implications for tsunami hazard to the u.s east coast and the caribbean. *Marine Geology* **264**, 109–122. 21, 23, 24, 25, 26, 30, 52, 90
- Danta (2011). DANTA, MARCELO RODRÍGUEZ 2011 *Mecánica*. Secretariado de publicaciones de la Universidad de Sevilla. 39
- L.M.Matias *et al.* (2013) L.M.Matias, T.Cunha, A. Annunziato, M.A. Baptista & F. Carrilho. L.M.MATIAS, T.CUNHA, A.ANNUNZIATO, M.A.BAPTISTA & F.CARRILHO 2013 Tsunamigenic earthquakes in the gulf of cadiz: fault model and recurrence. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **13**, 1–13. 21, 27, 28, 29, 30, 31
- M.A. Baptista *et al.* (1998) M.A. Baptista, S. Heitor, J.M. Miranda, P. Miranda & Victor. M.A.BAPTISTA, S.HEITOR, J.M.MIRANDA, P.MIRANDA & VICTOR, L.MENDES 1998 The 1755 lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. *Journal of Geodynamics* **25** (2), 143–157. 7, 11, 15, 18, 19
- Murria (2007). MURRIA, JUAN 2007 El terremoto de lisboa del 1 de noviembre de 1755: ¿el primer desastre moderno? 12, 13, 15
- of Ocean Engineering (2011). OF OCEAN ENGINEERING, DEPARTMENT 2011 Literature review of tsunami sources affecting tsunami hazard along the us east coast. *Publications of University of Rhode Island* . 20, 33
- Okada (1985). OKADA, YOSHIMITSU 1985 Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* **75**, 1135–1154. 20, 31, 33
- Popinet (2003). POPINET, STÉPHANE 2003 Gerris: a tree-based adaptive solver for the incompressible euler equations in complex geometries. *Journal of Computational Physics* **190**, 572–600. 41, 43, 44, 47

7.0. Afección del tsunami en zonas de interés

- Popinet(2011). POPINET, STÉPHANE 2011 Quadtree-adaptive tsunami modelling. *Ocean Dynamics* **61**, 1261–1285. 36, 38, 40, 41, 42, 45, 47
- Popinet(2012). POPINET, STÉPHANE 2012 Adaptive modelling of long-distance wave propagation and fine-scale flooding during the tohoku tsunami. *National institute of water and atmospheric research, Kilbirnie, Wellington, New Zealand* pp. 14–901. 36, 41
- R.Omira *et al.*(2011)R.Omira, M.A.Baptista & J.M.Miranda. R.OMIRA, M.A.BAPTISTA & J.M.MIRANDA 2011 Evaluating tsunami impact on the gulf of cadiz coast (northeast atlantic). *Pure and Applied Geophysics* **168**, 1033–1043. 31
- Santos & Koshimura(2015). SANTOS, ANGELA & KOSHIMURA, SHUNICHI 2015 The historical review of the 1755 lisbon tsunami. *Journal of Geodesy and Geomatics Engineering* . 13, 16, 17